

5(3)
LIBRARY
JUL 12 1961
FISH & WILDLIFE SERVICE
INTER - AMERICAN TROPICAL TUNA COMMISSION
COMISION INTERAMERICANA DEL ATUN TROPICAL

Bulletin — Boletín
Vol. V, No. 3

**"EL NIÑO" STUDY BASED ON ANALYSIS OF
OCEAN SURFACE TEMPERATURES 1935-57**

**ESTUDIO DE "EL NIÑO" BASADO EN EL ANALISIS
DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE
DEL OCEANO DE 1935-57**

by — por

JACOB BJERKNES

Professor of Meteorology, U.C.L.A.

La Jolla, California

1961

INTER - AMERICAN TROPICAL TUNA COMMISSION
COMISION INTERAMERICANA DEL ATUN TROPICAL

Bulletin — Boletín

Vol. V, No. 3

**"EL NIÑO" STUDY BASED ON ANALYSIS OF
OCEAN SURFACE TEMPERATURES 1935-57**

**ESTUDIO DE "EL NIÑO" BASADO EN EL ANALISIS
DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE
DEL OCEANO DE 1935-57**

by — por

JACOB BJERKNES

Professor of Meteorology, U.C.L.A.

La Jolla, California

1961

CONTENTS — INDICE

ENGLISH VERSION — VERSION EN INGLES

	Page
INTRODUCTION	2
ABSTRACT	2
THE SEASONAL CHANGE OF THE ATMOSPHERIC CIRCULATION OVER THE EASTERN SOUTH PACIFIC.....	2
THE INFLUENCE OF THE ATMOSPHERIC CIRCULATION UPON THE DISTRIBUTION OF THE SURFACE TEMPERATURE OF THE OCEAN.....	2
SEASONAL MAPS OF SURFACE TEMPERATURE OF THE EAST- ERN TROPICAL PACIFIC FOR THE PERIOD 1935-57.....	2
COMPARISON OF THE 1935-57 SEASONALLY AVERAGED SEA SURFACE TEMPERATURES WITH CORRESPONDING SEASON- AL AVERAGES FROM THE WORLD ATLAS OF SEA TEMPERA- TURES OF THE HYDROGRAPHIC OFFICE.....	2
COMPARISON OF MAPS OF SEA SURFACE TEMPERATURES IN AN "EL NIÑO" SEASON WITH THOSE OF NORMAL YEARS.....	2
THE TRANSEQUATORIAL THERMOHALINE CIRCULATION.....	2
TRADEWIND FLUCTUATIONS AND THEIR ROLE IN THE "EL NIÑO" PHENOMENON.....	2
STUDY OF TIME SERIES OF SEA SURFACE TEMPERATURES NEAR THE COASTS OF COSTA RICA, ECUADOR AND PERU.....	2
TIME SERIES OF SEA SURFACE TEMPERATURES DERIVED FROM "MAPAS MENSUALES" OF THE "COMPANIA ADMINIS- TRADORA DEL GUANO", 1939-56.....	2
CONCLUSION CONCERNING THE METEOROLOGICAL PREREQ- UISITES FOR THE OCCURRENCE OF THE OCEANIC "EL NIÑO" CONDITIONS	2
ACKNOWLEDGEMENT	2
FIGURES — FIGURAS.....	2

SPANISH VERSION — VERSION EN ESPAÑOL

	Página
INTRODUCCION	2
RESUMEN	2
CAMBIO ESTACIONAL DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA EN EL PACIFICO SUR ORIENTAL.....	2
LA INFLUENCIA DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA EN LA DISTRIBUCION DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO.....	2
MAPAS ESTACIONALES DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE DEL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL CORRESPONDIENTES AL PERIODO 1935-57.....	2
COMPARACION DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE DEL MAR PROMEDIADAS POR ESTACIONES, DE 1935-57, CON LOS CORRESPONDIENTES PROMEDIOS ESTACIONALES DEL "WORLD ATLAS OF SEA TEMPERATURES" DE LA "HYDRO- GRAPHIC OFFICE".....	2
COMPARACION DE LOS MAPAS DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR EN UNA TEMPORADA DE "EL NIÑO" CON LOS DE AÑOS NORMALES.....	2
CIRCULACION TERMOHALINA TRANSECUATORIAL.....	2
FLUCTUACIONES DE LOS VIENTOS ALISIOS Y SU PAPEL EN EL FENOMENO DE "EL NIÑO".....	2
ESTUDIO DE LAS SERIES DE TIEMPO DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE DEL MAR CERCA DE LAS COSTAS DE COSTA RICA, ECUADOR Y PERU.....	2
SERIES DE TIEMPO DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPER- FICIE DEL MAR DERIVADAS DE LOS "MAPAS MENSUALES" DE LA CIA. ADMINISTRADORA DEL GUANO, 1939-56.....	2
CONCLUSION SOBRE LOS REQUISITOS PREVIOS DE CARACTER METEOROLOGICO PARA LA OCCURRENCIA DE LAS CONDI- CIONES OCEANICAS DE "EL NIÑO".....	2
RECONOCIMIENTO	2
LITERATURE CITED — BIBLIOGRAFIA.....	2

"EL NIÑO" STUDY BASED ON ANALYSIS OF OCEAN SURFACE TEMPERATURES 1935-57

by

Jacob Bjerknes

Professor of Meteorology, U.C.L.A.

INTRODUCTION

The following report describes the findings of an "El Niño" project carried out at the Department of Meteorology of the University of California, Los Angeles, at the request of, and with funds provided from, the Inter-American Tropical Tuna Commission. The project was, in its early stages, supervised by Professor M. Neiburger, but was in June 1959 transferred to Professor J. Bjerknes, who thereby became the sole author of this final report. Readers who may be interested in the general background of knowledge of the maritime meteorology of the Eastern Pacific are herewith referred to Professor Neiburger's final report of the Subtropical Pacific Meteorology Project." That report, submitted in September 1958 to the Office of Naval Research, summarizes the results of all the meteorological soundings released at sea since 1949 from California in the north to Peru in the south. The soundings off Ecuador and Peru were all taken by the "Shellback" expedition during July 1952. Important as this first exploration of the atmosphere over the Eastern Equatorial Pacific was, it did not even begin to explore "El Niño" itself, which is confined to the southern summer season and, moreover, only reaches catastrophic proportions in a few exceptional years.

It would obviously be very desirable to get meteorological soundings made at sea over the Eastern Tropical Pacific during a southern summer season, even though the chance for hitting a real "El Niño" condition is rather small indeed. As will be shown in this report, the atmospheric structure during an "El Niño" summer and an average summer will be qualitatively similar, probably differing only in the extent and intensity of doldrum type rain extending over the warm water areas south of the equator.

This particular meteorological phenomenon will soon be photographically reported from "Tiros" or (later) "Nimbus" type weather satellites. With such data at hand it may become possible to discover the first beginnings of a developing "El Niño" at sea early enough to issue useful "El Niño" warnings for the coastal fisheries.

The research reported in the following paper is mainly based on a detailed analysis of the seasonal patterns of sea surface temperature over

the Eastern Tropical Pacific. The data, originating from commercial shipping, have been supplied to us through the kind cooperation of a team of oceanographers and meteorologists of the U.S. Fish and Wildlife Service in Stanford, California, headed by Dr. Oscar E. Sette. The continued analysis of the data at U.C.L.A. has been in the hands of Dr. S. Venkateswaran and Mr. C. Riegel. Additional data from oceanographic transequatorial profiles east of the Galapagos Islands have been supplied by Mr. E. B. Bennett, oceanographer, of the Inter-American Tropical Tuna Commission, and have proven to be of great value for the understanding of the ocean dynamics involved in the seasonal change of pattern of Equatorial and Peru Current water.

ABSTRACT

A survey of available long records of atmospheric pressure in Peru shows August to be the month of maximum and March that of minimum pressure. The pressure distributions over the Eastern Pacific for the two months have therefore been selected to illustrate the late winter and late summer extremes in the annual oscillation of the atmospheric circulation. The March extreme, if reaching appreciably more than normal amplitude, represents the "El Niño" condition. The corresponding late winter and late summer patterns of ocean surface temperature are studied in their dependence on the large scale wind distribution. The March pattern shows some features which cannot be understood as being caused only by winds, particularly so the warm tongue of water outside the Peruvian upwelling where all the year the wind blows from the north. Alternative explanations may call for heating *in situ* and/or warm water advection, either by a hypothetical south equatorial countercurrent, or by an intermittent trans-equatorial thermohaline circulation east of the Galapagos Islands. The latter advection alternative can be given definite observational support from the special 2°-by-2°-grid sea surface temperature maps of the project. Two transequatorial oceanic profiles taken near 84° W about a week apart in November 1955 add further illustration of the dynamical process involved.

The meteorological control over the occurrence of "El Niño" may lie in the slightly fluctuating strength of the Pacific tradewinds. Occasional weakness of the northern tradewinds over a sequence of years would permit a larger-than-normal volume of warm water to assemble in the Eastern Tropical Pacific north of the equator, increasing the chances of a warm water invasion over ocean areas normally occupied by Peru Current water. A weakness of the southern tradewinds near South America is a prerequisite for the turning toward the Peruvian coast (by Coriolis action) of the warm surface water of the transequatorial circulation; also, possibly, for a brief summertime appearance of the South Equatorial Countercurrent as a supplier of warm water toward Peru as demonstrated by G. Schott for the unique "El Niño" year of 1891.

The "El Niño" seasons in 1939-41 and 1957-58 fit to the above pattern, though their oceanographic anomalies were less extreme than in 1891. More local meteorological anomalies may have been decisive in the "El Niño" of 1925. In that year the initial impulse may have been the anomalous frequency and strength of the NW winds from January to April observed at Balboa, C. Z., during the middle 1920's. Such winds would inhibit the northward flow of equatorial water along the coast of Colombia and leave more such water available for the transequatorial circulation and ensuing "El Niño" invasions.

THE SEASONAL CHANGE OF THE ATMOSPHERIC CIRCULATION OVER THE EASTERN SOUTH PACIFIC

The record of the seasonal oscillation of atmospheric pressure at the east of Peru is available from Clayton's World Weather Records III (1947) for the years 1931 to 1940 for the two stations, Lima ($12^{\circ} 4' S$, $77^{\circ} 2' W$, $H_b = 128$ m) and Lambayeque ($6^{\circ} 42' S$, $79^{\circ} 54' W$, $H_b = 16$ m). Both stations show a maximum of pressure in late southern winter, around the month of August, and a definite minimum in the month of March (late March for Lambayeque). The amplitude of the pressure oscillation increases from Lambayeque, where the August to March change is -2.2 mb, to Lima where it is -4.4 mb. A study of this pressure change on a wider geographical scale will show the connection of the "El Niño" phenomenon (in March) with the world-wide change in atmospheric circulation of which it is a part.

The map in Figure 1 shows the August to March pressure change over the Eastern Pacific and the Americas (excluding the high level stations). The pressure fall observed in Peru is part of a general decrease in pressure extending zonally across the South Pacific with greatest values around $20^{\circ} S$. Over the Eastern South Pacific the pressure fall extends from $35^{\circ} S$ to $10^{\circ} N$. The pressure oscillation in the equatorial belt is thus in phase with that of the adjoining low latitude part of the northern hemisphere. Apart from this limited transgression across the equator of southern hemisphere conditions, the northern hemisphere exhibits largely a mirror image of the simultaneous southern pressure changes. In particular, the pressure rise from August to March off the coasts of Mexico and California corresponds to the about-equally-strong pressure fall off the coasts of Peru and northern Chile.

The map of pressure changes in Figure 1 also represents the change in average geostrophic winds from August to March in the sense indicated by the arrowheads. Starting in the north, it shows the strengthening of the southwesterlies, forming part of the circulation of the expanding Aleutian low, and also the strengthening of the northeasterly tradewinds off the coast of Mexico; while south of the equator, it shows the weakening of both the southeast trades off Peru and the westerlies off central Chile.

These seasonal changes are also to be seen from a comparison of the August and March maps of resultant vectors of observed winds in Figures 2 and 3, copied from the atlas of Monthly Meteorological Charts of the Eastern Pacific Ocean published in 1956 by the Meteorological Office of the Air Ministry in London (M. O. 518). The August map shows maximum tradewinds, averaging over four Beaufort, extending in a zone from off the coast of Peru to the Marquesas, while the same tradewind zone in March mostly keeps under four Beaufort. The seasonal change in tradewind strength is more pronounced near Peru than farther west toward the Marquesas. Of particular interest in judging the time-integrated wind drag on the ocean off Peru is also the fact that the cases of winds of seven Beaufort or higher exceed five per month in August and hardly amount to one per month in March.

The strip of maximum southeasterly trades is about 200 km closer to the Peru coast in August, than in March. In both seasons the winds close inshore are influenced by the sea and land breeze system and show less than 60 percent constancy of direction as against 80 percent or more in the zone of maximum tradewind out at sea.

The August wind map shows the curving of the southeasterly trades into a southerly or southwesterly monsoon upon crossing the equator (due to the change in sign of the Coriolis force). The speed and constancy of the monsoon are much less than those of the southeasterly trades, from which the monsoon originates. The zone of the weak and shifting monsoon winds near the edge of the northeasterly trades will here be referred to as the doldrums. The belt of strongest equatorial rains coincides more or less with the doldrums.

THE INFLUENCE OF THE ATMOSPHERIC CIRCULATION UPON THE DISTRIBUTION OF THE SURFACE TEMPERATURE OF THE OCEAN

Figures 4 and 5 show the distribution of sea-level pressure in the two months, August and March, which were selected to represent the extremes in the seasonal oscillation of atmospheric circulation over the Eastern Pacific. The corresponding distributions of sea surface temperature are shown in Figures 6 and 7. In August, and March alike, the cooling by the winds and by the wind driven current east of the center of high pressure is reflected in the run of the sea surface isotherms. But, as could be expected, the equatorward displacement of the isotherms is much greater in late winter than in late summer. Both seasons show the cold upwelling water over a narrow zone along the coast of Peru. The March map shows the same phenomenon at the coast of central Chile. The March sea temperature pattern, moreover, seems to suggest the existence of a cold current branching off west-northwestward from the Humboldt Current off the Chilean coast at 25° S, while a warm tongue remains between it and the Peruvian upwelling water (see arrows of Figure 7).

The same features become even clearer in Figure 8 where the change of sea temperature from August to March is mapped. Along the axis of the hypothesized cold current a zone of minimum seasonal amplitude appears, and along the warm tongue in Figure 7 the amplitude reaches the very high value of 12° F. Figure 8 should increase our faith in these not-yet-properly-explored oceanographic features of the South Pacific, in that it permits the establishment of meaningful analogies with the North Pacific.

The North Pacific has a zone of maximum seasonal change of surface temperature extending from the southern tip of Baja California west-southwestward to 10° N and a parallel zone of minimum seasonal change connecting with the California upwelling waters. These two features are, at least in a formal way, mirror images of the zone of maximum seasonal change from 20° S northwestward to the equator and the parallel zone of minimum seasonal change from 30° S near Chile. The mirror symmetry line is, strictly speaking, not the geographical, but the meteorological, equator, more or less coinciding with the zero line of seasonal change of temperature.

Pursuing further the mirror image reasoning, we find the coastal upwelling of Central Chile analogous to the California upwelling, both being summertime phenomena contributing to a lowering of the seasonal range of surface temperature. The Peruvian coastal upwelling, with maximum intensity in winter, finds no exact counterpart because of the lack of mirror image analogy of the orientation of coast lines in low latitudes. A closer northern hemisphere analogy to Peruvian conditions is found in the Atlantic at the southern end of the African upwelling zone, where the northeast tradewind is parallel to the coast and of maximum strength in winter.)

For the full understanding of the "El Niño" phenomenon it will be essential to know the origin of the warm summertime surface water outside the Peruvian upwelling zone. Figure 7 contains the suggestion that in late summer a branch of a south equatorial countercurrent perhaps may find its way toward Peru and turn southeastward outside the upwelling water. In that season, water of 80° F is found south of the Galapagos Islands, and it may in part owe its warmth to advection by the south equatorial countercurrent from the still warmer reservoir farther west. Examples of eastward geostrophic flow south of the equator in longitudes west of the Galapagos Islands are known (Austin, 1960, I and II). The "Hugh M. Smith" profile at 112° - 113° W in November of 1955 shows geostrophic eastward flow between the equator and 4° S, but the countercurrent at that stage did not have long enough fetch to raise the temperature much above 70° F. The same current, if persisting until the late southern hemisphere summer, certainly would advect warmer water toward the area south of the Galapagos.

The same thermocline ridging which in November marks the southern limit of the eastward geostrophic flow was found in two trans-

equatorial profiles of the "Shellback" at 4° S and 113° W, and 4° S and 96° W, both in June 1952 (Wooster and Cromwell 1958). In that season, however, the southern tradewinds are certainly too strong and persistent for any eastward flow of surface water to take place.

The above-mentioned geostrophic indications of a widening of the Cromwell Current to a southern limit near 4° S, observed at several longitudes east of 113° W, makes the occurrence of eastward surface flow understandable on occasions when the easterly wind is weak or missing. Schott (1931) enters "occasional" surface drift from the west, south of the equator and west of the Galapagos on his map of ocean currents for February-March of normal years. But on his map of the exceptional month of March in the year 1891, conditions are really extreme. The Cromwell Current is seen to have "surfaced" west of the Galapagos between 3° S and 1° N, to be passing through and south of the archipelago, and continuing toward South America as a surface current covering a width from near the equator to 4° S.

This warm surface current from the west also made the atmosphere anomalous. The Galapagos Islands, surrounded by equatorial water, got heavy rainfall of the doldrum type. The doldrums, as defined by calms and light variable winds, were observed well south of the equator between the Galapagos and the mainland, so that no time-integrated wind drag did oppose the warm current from the west. Within the SE tradewinds between 7° S and 10° S and longitudes 81° to 83° W, some ships observed zero current, indicating that the anomalous eastward current was there turning southwestward, parallel to the Peru coast, while being on the point of becoming an undercurrent. Rain was reported in the same region, at 7° S, 83° W, indicating such intensity of heating of the tradewind by the ocean as is normally encountered only when the trade wind, as a monsoon, crosses the equator.

The upwelling waters, normally present along the Peruvian coast were covered by the warm "El Niño" water from the west as far south as Callao (12° S) where a water temperature of near 80° F was reached.

This condensed story of the 1891 "El Niño," quoted from Schott (1931), can hardly be doubted, based as it is on a critical scholarly analysis of the Deutsche Seewarte files of observations supplemented and verified by shore reports (including Eguiguren's 1894 investigations of the catastrophic rainfall of 1891). The meteorological anomaly responsible for the described oceanographic one must be an ocean-wide weakening of the tradewinds to such an extent that the Cromwell Undercurrent can appear also at the surface. Once that very rare anomaly occurs, a feedback of strong heat supply to the atmosphere south of the equator may conceivably extend the doldrums southward. The inherent weakening or elimination of the southern tradewind near the equator would then permit the anomalous warm ocean current to persist for a full late-summer season.

Schott's idea of a part-time appearance of a warm eastward flowing current both west and east of the Galapagos has recently reappeared in oceanographic literature. J. Knauss (1960), in his paper describing the measurements of the Cromwell Current, devotes part of his final discussion to the question of whether the current at times may be surfacing. Moreover, any dynamic model of the water motion taking place at the equator under the influence of an eastward pressure gradient and a westward wind stress (Arthur, 1960; Charney, 1960; Veronis, 1960, etc.) must show eastward motion, not only at depth, but also at the surface when the wind stress decreases below a critical value. We will later (Figure 34) show indications to the effect that such weakness of the Pacific tradewinds may have occurred in 1891 to an extent never equaled later.

Although "El Niño" is a southern hemisphere phenomenon, we will often have to refer to adjacent northern hemisphere oceanography of the surface layer. Therefore, we include as Figures 9 and 10, maps of the average surface drift of the North Equatorial Eastern Pacific in the two extreme months August and March (from Cromwell and Bennett, 1959).

The east-flowing Equatorial Countercurrent of the northern hemisphere is visible at the surface all the year, but it is a much more extensive and prominent phenomenon in late northern summer than in late northern winter. The part of the Countercurrent shown on the August map (Figure 9) occupies the whole belt of 4° N to 9° N situated under the light winds of the south monsoon (Figure 2). In late winter, however, most of the same belt is under the drag influence of the northeast tradewind (Figure 3) which eliminates all eastward flow on the surface west of longitude 94° W. East of that longitude the tradewind is locally weaker, in the lee of Central America, and permits the eastward surface flow to survive. (Figure 10).

The warm water north of the equator thus partakes in approximately zonal surface flow in August, westward near the equator and eastward between 4° N and 9° N; whereas in March the surface flow revolves around an anticyclonic center near 5° N, 87° W. The anticyclonic center also coincides with a thermocline depression of more than 50 m depth (Cromwell 1958). The corresponding thermocline feature in August is a zonal trough near latitude 4° N, that is, at the same place where the field of motion at the surface shows the anticyclonic shear between westward and eastward flow.

The warm northern hemisphere equatorial water borders on the cold water of the Peru Current on the average a little north of the equator. In the southern winter the Peru Current crosses the equator between the coast and 84° W as shown in Figure 9. The same takes place during the normal month of March, although on a smaller scale. Most of the surface water reaching the Galapagos Islands in the southern winter must be of Peru Current origin, but, toward the end of the winter, tongues of

warm water from the north begin to overflow the cold current east of the Galapagos and continue to do so on an expanding scale into the southern summer. This phenomenon, which will be demonstrated with sea temperature maps in the next section, is also a factor of importance for the availability of "El Niño" water outside the cool coastal waters of Peru.

SEASONAL MAPS OF SURFACE TEMPERATURE OF THE EASTERN TROPICAL PACIFIC FOR THE PERIOD 1935-57

The investigated part of the Eastern Tropical Pacific Ocean has a good coverage of sea surface temperature measurements along the commercial shipping lanes from Panama up along the coast of Costa Rica, less coverage southward along the coast of Colombia, Ecuador, and Peru, and even much weaker coverage over the open ocean, particularly south of the equator. In order to establish a reasonably reliable over-all areal distribution of sea surface temperature for the period 1935-57, it was necessary to lump the data together into each of the four seasons. Even so, the totals of available measurements for each season (plotted in Figures 11-14) remain quite small in many of the two-degree squares over the open ocean. The individual years are also unevenly represented, 1940-46 being almost devoid of data in many places. For this reason equal weight could not be given to each year. The plotted averages are simply the arithmetic mean of all individual measurements during 1935-57 for each season within each square.

Despite these obvious shortcomings, the maps presented in Figures 11-14 seem to give a coherent picture of some new features in the temperature distribution not shown in the standard atlases of the Hydrographic Office, Washington, D. C., and the Meteorological Office, London.

Starting with the southern Winter, June-July-August (Figure 11) we see the Peruvian cold water connecting with the equatorial cold water at the Galapagos Islands. Slightly warmer water is found south and southwest of the islands and much warmer water north of the equator. The southern Spring, Sept.-Oct.-Nov. (Figure 12), shows essentially the same picture, but with the cold water area even colder by several degrees. The tight bundle of isotherms along the equator shows the faint beginnings of a warm bulge at 87° W. That warm water invasion from the northern hemisphere extends southward on the following map Dec.-Jan.-Feb. (Figure 13), completely separating the Peruvian and the Galapagos cold water regimes. The following season, March-April-May (Figure 14), shows what is probably a westward drift of the invading warm water to the region south of the Galapagos. Simultaneously, the Peruvian cold water gains in width.

The warm water invasion from the northern to the southern hemisphere just east of the Galapagos Islands, is the main new feature of our maps not clearly shown on earlier atlas maps. To give an addition

descriptive record of that phenomenon, maps of season-to-season temperature changes have been prepared in Figures 15-18.

The June-July-Aug. to Sept.-Oct.-Nov. changes (Figure 15) is everywhere negative in the equatorial belt except in the two-degree square centered 1° S, 87° W, where the warm water invasion from the north has just begun. On the Sept.-Oct.-Nov. to Dec.-Jan.-Feb. map (Figure 16) the southern hemisphere seasonal change is everywhere positive, but not as uniform geographically as it would have been by the sole process of heating *in situ*. The maximum temperature rise, reaching 11° F off northern Peru at 5° S, probably indicates the additional effect of the warm advection presumably from the transequatorial breakthrough. Another separate maximum of 8° F warming is observed southwest of the Galapagos, possibly due to what may be considered as the summertime appearance of a south equatorial countercurrent. The location of the maximum rise of temperature at latitude 3° S fits with the observed width, 0° - 4° S, of eastward geostrophic underflow mentioned at the end of the preceding section. It also fits with the assumed summertime weakness of the tradewind, which may permit eastward surface flow for short period.

The heating shown in Figure 16 south of 10° S must be assumed to have been largely produced *in situ* (unless another branch of a south equatorial countercurrent were to appear in forthcoming cruise data). The temperature rise at the Peruvian coast would have been much less were it not for the lateral exchange of heat with the warmer water of the sea. The small coastal temperature rise, $+2.7^{\circ}$ F, at 17° S is probably due to comparatively less such exchange, perhaps also due to more intensive upwelling than elsewhere.

On the Dec.-Jan.-Feb. to March-April-May map (Figure 17) the southern hemisphere temperature change is still predominantly positive, but negative changes are seen where the Peru Current widens (off southern and northern Peru, but not off the central part of the coastline). The consistently positive temperature changes south and west of the Galapagos could be the result of a beginning westward drift of the patch of northern hemisphere warm water that crossed the equator east of the Galapagos during the southern spring and summer. In the western part, some warm advection from the west may also enter the picture, and in the whole Galapagos area, warming *in situ* should also count in periods of feeble tradewinds.

The March-April-May to June-July-Aug. map (Figure 18) finally shows the stage of most rapid southern hemisphere cooling under the influence of a strengthened and winter-cooled SE tradewind. The cooling is, of course, particularly great where preceding advective warming has taken place.

In the above analysis of the seasonal patterns of sea surface temperature outside the Peruvian upwelling, the two possibilities of influx of warm water have been mentioned side by side. The best documented

one seems to be the influx from the north starting in longitude 87° W around August or September and leading to a widening breakthrough in the following spring and summer season of the southern hemisphere. The other influx, by a hypothetical south equatorial countercurrent between the equator and 4° S, remains rather uncertain in our analysis because of the paucity of temperature data south and southwest of the Galapago Islands. The tradewinds probably block that avenue of warm water in flux during most of the year, but there is a possibility that for a brief period in middle and late summer of the southern hemisphere the trade winds may die down enough to give access to warm water from the west.

As the oceanographic survey of the region under consideration becomes more complete, it will be possible to identify the origin of the warm water by its salinity. The warm water from north of the equator has a low salinity caused by the year-round doldrum rainfall, whereas the southern hemisphere warm water would arrive by way of a long rather rainless trajectory. Such an identification by salinity tracer has been carried out by scientists of the Consejo de Investigaciones Hidrobiológicas on board the Peruvian Naval vessel "Bondy" during the "El Niño" period 24 February-9 March 1958 (see Wooster, 1960). The ocean surface salinities measured north of 7° S were found to be so low that an admixture of low-salinity water from the doldrum rain belt north of the equator must be inferred. South of 7° S the origin of the warm water reaching near the coast may have been in the nearby warm tongue outside the upwelling zone. Also, Posner (1957) found low salinities in "El Niño" surface water advancing southward along the coast of northern Peru in March and April of 1953.

A feature of special interest in the northern part of the maps of sea temperature is the cooling from Sept.-Oct.-Nov. to Dec.-Jan.-Feb. (Figure 16) in the Gulf of Panama where the increasing northerly winds produce upwelling. The cooling by northerly winds south of the small coastal upwelling zone extends almost to the equator, while, at the same time, corresponding latitudes farther west, a systematic warming goes on. The cooling of the latter area, between the Galapagos and Costa Rica, takes place in the opposite season from March-April-May to June-July-August (Figure 18), with the advent of the cool monsoon from the southern hemisphere.

COMPARISON OF THE 1935-57 SEASONALLY AVERAGED SEA SURFACE TEMPERATURES WITH CORRESPONDING SEASONAL AVERAGES FROM THE WORLD ATLAS OF SEA TEMPERATURES OF THE HYDROGRAPHIC OFFICE*

We will speak of an increase (decrease) of temperatures in time where the sea temperatures of our compilation are higher (lower) than those of the Atlas of the Hydrographic Office. In part, such "increases

*Publication No. 225 (1944)

d "decrease" may, of course, be due to insufficient coverage in one or both of the two compilations, but the coherence of the geographical patterns of change, to be mentioned below, may indicate the existence of real warming and cooling trends.

The southern winter (Figure 19) shows decrease of temperature in the equatorial zone from the Galapagos westward and, also, at most locations along the South American coast from the equator to 18° S. The remainder of the area investigated shows a temperature increase and, most strongly so, in the latitudes near 10° S.

The southern spring (Figure 20) shows essentially the same zones with cooling trends: the equatorial belt west of the Galapagos and the Peruvian coast. The cooling has been more general and stronger than in the winter months. A temperature increase still prevails outside the Peruvian upwelling zone south of 5° S.

The southern summer (Figure 21) shows a more moderate cooling in the equatorial upwelling waters. Meanwhile the cooling at the coast is limited to a narrow strip off northern Peru, but extends into a wider area around 15° S showing cooling values as large as 4° F near the coast. Temperature increase is strong outside the upwelling area of northern Peru, indicating that the seasonal invasion of warm southern hemisphere water east of the Galapagos may have become more pronounced after 1935. That change, if real, has however not led to a higher average summer temperature at the coast of Peru.

The southern fall (Figure 22) maintains the same features of equatorial and Peruvian coastal cooling, while warming continues to predominate in the open ocean off northern Peru. In the coastal waters of Ecuador and Colombia, where temperature increase predominates on an annual basis, the greatest warming trend is seen in the March to May season.

Summing up, the maps show considerable similarity from season to season in the location of what may be temperature trends. The trend map for the annual average sea surface temperature (Figure 23), therefore, repeats what was found seasonally: a temperature decrease in the upwelling zones west of the Galapagos and along the Peruvian coast, and an increase over the open ocean south of the equator. The belt north of the equator, from which the warm water supply largely seems to derive, also warmed up a little.

COMPARISON OF MAPS OF SEA SURFACE TEMPERATURE IN AN "EL NIÑO" SEASON WITH THOSE OF NORMAL YEARS

Within our research period 1935-57 there was one sequence of summers with "El Niño" conditions along the Peruvian coast, namely 1938-39, 1939-40, and 1940-41. The two last of those three "El Niño" seasons had very poor area distributions of sea temperatures from the open ocean due to war-time restrictions on shipping. The 1938-39 season also had

far too few measurements for a safe contouring of the values, but an attempt at such analysis has nevertheless been made in Figures 24-26. Supporting evidence from the average seasonal maps (Figures 11-14) has been used wherever the 1938-39 data appeared too erratic.

The southern spring of 1938 (Figure 24) showed the tongue of cold water extending in the usual way from the coast of northern Peru toward the Galapagos Islands. The maximum packing of isotherms north of that cold tongue is this time seen at 89° W where apparently the trans-equatorial warm water invasion is ready to start.

The southern summer of 1938-39 (Figure 25) shows the resulting warm tongue at the surface crossing the equator at 87° W and spreading over quite a wide area (if we may trust the few scattered temperature measurements). The temperature maximum at 5° S, 85° W is about 2° higher than that of the water crossing the equator, which is not surprising for a shallow overrunning warm layer that captures the radiative heat surplus without transmitting much of it downward by turbulent flux.

The southern fall of 1939 brings the warm tongue into its closest approach to the coastline (Figure 26). The temperatures measured near northern Peru, between 4° and 5° S, (Figure 39), averaged 75.9° F, a value that has not been equaled at any later time except in the recent "El Niño" of 1958. Water temperatures farther south along the coast shipping lane also went several degrees above their long-period average but the corresponding measurements for the autumn of 1941 proved to be even higher.

The water temperatures of the three southern summer and autumn seasons of 1935-36, 1936-37, and 1937-38 have been averaged in Figures 27 and 28 to provide a comparison for the "El Niño" maps described above. Also in these cool years the warm tongue traversing the equator at 87° W is seen on the Dec.-Jan.-Feb. map (Figure 27) very much like that on the long-period average for that season (Figure 13), but it is somewhat narrower and less warm. Compared to the "El Niño" southern summer map (Figure 25), the difference is, of course, greater both in width and in maximum temperature of the warm tongue.

But the greatest difference between an "El Niño" year and a cool year shows up in the March-April-May season. In the 1936-38 average (Figure 28) the warm patch left over from the warm tongue is already drifting westward, whereas in 1939 (Figure 26) it reached closest to the coast during the southern autumn.

THE TRANSEQUATORIAL THERMOHALINE CIRCULATION

The preceding description of the pattern of sea surface temperature from season to season, and between cool years and "El Niño" year points to the existence of a thermohaline circulation exchanging water across the equator. Further information on that phenomenon has been found by Mr. E. B. Bennett, oceanographer for the Inter-American Trop-

l Tuna Commission, who has kindly prepared descriptive data from the
o cruises whose itineraries are shown in Figure 29. The two ocean
profiles presented in Figures 30 and 31 intersect the equator at almost
e same place, near 84° W. The soundings in the part close to the equa-
r were taken by the "Baird" on 15-16 November and by the "Horizon"
a 22 November of the same year, 1955.

At the initial instant, represented by the "Baird" profile (Figure
, the temperature discontinuity separating Equatorial and Peru Cur-
nt water is seen between the equator and 1° S. Over that short dis-
nce the surface temperature changes by about 4.3°C . The salinity in-
eases by $0.82^{\circ}/\text{oo}$ from the warm to the cold side across the same
oundary zone, hence also contributing to the horizontal contrast of
ermosteric anomaly. Under the thermocline, which is located at 45 m
pth, the horizontal gradients of temperature, salinity, and thermosteric
omaly are reversed but less strong.

The curves in Figure 32, representing the horizontal pressure gradi-
t as a function of depth, have been obtained under the assumption of
ro pressure gradient at 350 m and 400 m depth respectively. The pres-
re gradient averaged between the equator and 1° S in the "Baird" data
ays close to zero up to 150 m, then increases to its maximum north-
ard value at the thermocline at 45 m, and returns to the maximum oppo-
e value at the surface of the ocean.

Also in the "Baird" curve valid between the equator and 1° N the
pendence of the horizontal pressure gradient on depth is essentially the
me, although with smaller extremes. Anyway, we can safely assume
at exactly at the equator there must also be a southward directed
essure gradient force at the surface, and an opposite pressure gradient
orce at the thermocline, both forces having intensities intermediate be-
een those computed north and south of the equator.

Given such a force field at the equator, a transequatorial circulation
ust evolve. The lower left part of Figure 32 contains a scale for the
orizontal speed components of that circulation, attained from rest after
 10^5 seconds period of constant acceleration by the pressure gradient
orce. The biggest value, a 50 cm sec^{-1} southward speed at the surface,
ould result in the "Baird" profile between the equator and 1° S, while
the equator itself a somewhat smaller speed could be expected. At
th places a light northward wind drag by the monsoon (2-3 Beaufort
an average) would cut down the southward speed which in the dia-
am is computed without regard to friction.

The "Horizon" data (Figure 31) show that the southward flow at
e surface must have continued during the week since the "Baird" pro-
e was made. The bundle of isotherms, initially packed between the
uator and 1° S, has been swept south of 1° S, where, unfortunately,
e "Horizon" profile ends. Moreover, according to Figure 32, the trans-
equatorial circulation between 1° N and 1° S operates in the same sense

as before and with increased mass flux. In particular, the northward undercurrent seems to have gained in volume.

Outside the equatorial strip, limited roughly by 1° N and 1° S, ordinary geostrophic reasoning must be resumed. Consequently, the baroclinic structure in Figures 30 and 31 from 1° N to 4° N is a sign of deep westward flow, and the baroclinicity in the same sense in the "Baird" profile between 1° S and 2° S should indicate geostrophic eastward flow. In summary then, the warm surface flow of the thermohaline circulation is fed by the Equatorial Current from the east north of 1° N and leaves it south of 1° S heading for South America. This, by the way, also agrees with the rule of conservation of absolute vorticity, which predicts anticyclonic relative vorticity of water elements that have crossed the equator, provided, of course, that the wind stress vorticity does not act too strongly in the opposite sense.

The actual water motion south of the equator in the "Baird" profile must have been quite complicated. South of the mentioned eastward geostrophic flow there is, between 2° S and 3° S, a field of force for westward geostrophic flow, and from 3° S to 4° S, again a dynamic setup for eastward flow. The latter movement to the east could, perhaps, be an after effect of an earlier burst of a transequatorial circulation.

Figure 33 summarizes the distribution of temperature, salinity, and thermosteric anomaly at the surface in more detail than what could be shown in Figures 30 and 31. The salinity is shown in an inverted scale so that all three elements are represented by curves rising toward the north, where the water is warmest, least saline, and possessing the greatest specific volume. The initial profile shows at the inflexion point near 0.5° S a maximum of horizontal thermosteric gradient of about $250 \times 10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ gm}^{-1}$ per degree latitude. The final profile shows a uniform thermosteric gradient of about $75 \times 10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ gm}^{-1}$ per degree latitude, spread out from 2° N to $2^\circ 45'$ S. Hence, the initial build-up of potential energy on light and heavy water side by side has led to a partial thermohaline overturning with a gain of kinetic energy (part of which has been dissipated by the wind drag).

The thermohaline transequatorial circulation of the kind illustrated by the "Baird" and "Horizon" profiles will find conditions for development and growth whenever a zone of concentration of isobaric-isosteric solenoids coincides with, or obliquely intersects, the equator. Other examples from July-August 1952 of isotherm concentrations at the ocean surface near the equator are to be seen in the "Shellback" profiles at 85° W and 89° W (Wooster and Cromwell 1958). At 85° W the maximum horizontal temperature gradient is centering between 1° and 2° and at 89° W the corresponding feature is more spread out between 1° and 3° N. The oceanic frontline documented by the isotherm concentrations would thus intersect the equator between 85° and 89° W, hence near 87° W, where our maps show the first breakthrough of warm water from the north in August or September.

The best season for the thermohaline mechanism at the equator is evidently the southern winter and spring (Figures 11 and 12) when the Peru Current is at its coldest. The southerly monsoon across the equator in that part of the year does admittedly inhibit the growth of such a circulation, but by August or September the thermohaline solenoid field has apparently grown strong enough to produce the first breakthrough large enough to be visible at 87° W on the season-to-season difference map (Figure 15). The "breakthrough" should probably be visualized as the statistical result of many individual thermohaline circulations released at first over a narrow front section and running their course over a limited length of time while progressing from the equator southward. In between, the wind drag action of the monsoon may cause temporary withdrawals northward of the invading warm surface water until another thermohaline circulation gets organized.

In the southern summer (Figure 13), when the breakthrough of warm surface water has reached several degrees south of the equator, the thermohaline circulations at the equator would probably still be active on a small scale near the Galapagos Islands, where surface isotherms still are crowded, and, moreover, in an intermittent way near the coast of Ecuador at such times when the transequatorial temperature gradient happens to be appreciably stronger than the seasonal average.

According to the "Baird" and "Horizon" profiles, the axis of the thermohaline circulation lies just above or right at the thermocline. Therefore, the deeper the thermocline the more water will be set in southward motion above it and the greater the area south of the equator that can be flooded by equatorial water. Cromwell's maps of thermocline topography (1958) show that the season April to June is characterized by a thermocline ridge from the Gulf of Guayaquil to the Galapagos with barely 10 m depth, but the season July-September brings thermocline depths of 30 m very close to the equator from the north at 87° W. In that season, as we have seen, also the horizontal gradient of sea surface temperature reaches the critical value at which the transequatorial circulation can get started.

The reservoir of warm water, from which the southward overflowing is fed, lies in the quasi-zonal thermocline trough which in July-September at 87° W reaches its closest to the equator, 3° N. That thermocline trough coincides with the line of anticyclonic shear of the surface current shown in Figure 9. In the opposite season, January-March, the deepest point of the thermocline is farther away from the equator (5° N) and defines what Cromwell calls the "thermocline hollow" of more than 50 m central depth. The thermocline hollow coincides with the center of the anticyclonic surface circulation shown at 5° N, 87° W in Figure 10.

All the warm water that takes part in the transequatorial breakthrough must come from the reservoir defined by the thermocline trough, respectively thermocline hollow. The only influx into that reser-

voir (if we consider the thermocline as relatively impermeable) comes from the North Equatorial Countercurrent running along the northern slope of the thermocline trough. The out-flow from the reservoir is threefold: 1) by the westward current between the thermocline trough line and the Galapagos Islands, 2) by the various transequatorial breakthroughs east of the Islands, and 3) by the narrow, but deep, northward current along the coast of Costa Rica.

The influx of water above the thermocline by the North Equatorial Countercurrent is at a minimum in March (Figure 10) and at a maximum in August (Figure 9). Apparently under the influence of that uneven influx, the volume of water above the thermocline east of 90° W grows from a minimum in the April-June quarter to a maximum in the October-December quarter when the thermocline is found at depths beyond 40 m even at the coast of Colombia. The spill-over across the equator east of the Galapagos Islands seems to start in August or September and probably reaches its highest rate in the October-December quarter when the warm water reservoir north of the equator has its maximum volume. Also along the coast of Ecuador some overflow of warm water from the northern hemisphere takes place late in the southern summer season. Such advances of warm air cover much less ocean area but are, nevertheless, of great importance for the moisture supply they provide for "El Niño" type rainfall in the coastal districts which are normally arid.

The ultimate meteorological control over the "El Niño" phenomenon must be sought in the varying strength of the tradewinds. It is due to the tradewind stress on the ocean that the thermocline lies deep on the Asian side and closer to the surface on the American side of the Pacific Ocean (Montgomery and Palmén 1940). With weaker-than-normal tradewinds over a sequence of years one might expect a lowering of the thermocline in the eastern tropical Pacific, so that more equatorial water is available for an overflowing above the cold water of the Peru Current. The tradewind of the northern hemisphere is presumably the more important in this connection in that it controls the volume of warm water north of the equator, which is greater than that in the south. But, on the other hand, the tradewind of the southern hemisphere, through its stress on the ocean, influences the dynamics of the motion of all warm surface water south of the equator in the sense to prevent "El Niño" conditions at the coast of Peru when the tradewind is strong.

TRADEWIND FLUCTUATIONS AND THEIR ROLE IN THE "EL NIÑO" PHENOMENON

The best running record of the strength of the northern tradewind system is represented by the Honolulu sea level pressure (Figure 34). Strictly speaking, it is of course the pressure gradient from Honolulu to the equatorial trough we need as a tradewind index, but the equatorial islands at the longitude of Hawaii do not have sufficiently long pressure

records, and the short ones in existence are of doubtful accuracy. Under that circumstance, the best we can do is to assume that the equatorial pressure varies less from year to year than the Honolulu pressure, so that the Honolulu record, in first approximation, also stands for the pressure difference "Honolulu minus equator". The correct annual sea level pressure at the equator due south of Honolulu is probably close to 1010 mb at all times while the Honolulu values are mostly seen to vary within the limits 1016 to 1017.5 mb. Hence, the horizontal pressure difference would mostly lie between the limits 6.7 ± 0.7 mb. The annually averaged velocity of the tradewind south of Honolulu would thus mostly lie within ± 10 per cent of its long term average. The wind stress, which is approximately proportional to the square of the wind velocity, would in extreme years easily deviate ± 20 per cent from its long term average. Such variations of the stress undoubtedly must have important effects on the dynamics of the ocean currents, especially if some anomalies of one sign persist for several years.

The major "El Niño" seasons, according to Hutchinson (1950) have been marked along the upper edge of Figure 34. The first of them, 1891, coincided with the very low annual pressure of 1015.3 mb at Honolulu, which probably indicates a pressure difference "Honolulu minus equator" about 20 per cent below normal. This is an indication, although no complete proof, that an extreme and widespread tradewind weakness was the cause of the eastward flow of warm surface water south of the Galapagos Islands to Peru in 1891 (Schott 1931).

The two longest anomalies of one sign in the Honolulu record extended from 1935 to 1942*, inclusive, and from 1956 to the present. Both of these anomalies were negative, hence, indicative of weaker than normal tradewind. No equally long periods of positive anomaly are shown by the seventy-year long Honolulu record.

There were "El Niño" occurrences in 1939-41 and again in 1957-58, both of which coincided with a negative tradewind anomaly north of the equator. In the former case, it took four years of weakness of northern hemisphere tradewinds (1935-38) to start the occurrence of "El Niño" in 1939-41; in the latter case it took only one year to start "El Niño" of 1957-58. The suggestion is herewith made that these may have resulted from preceding gradual increase in thermocline depth due to ocean-wide weakness of the northern tradewinds. The difference in buildup time may have been due to the fact that the tradewinds had been strong during many successive years prior to 1935, whereas surplus strength of the trades had been more spotty prior to 1956, the years 1950, 1951 and 1954 having had relatively low pressure at Honolulu.

The final approach of "El Niño" water to the coast of Peru will obviously be favored by abnormal weakness of the southeastern trades.

The Honolulu average sea level pressure for 1940, given in World Weather Records as 1014.7 mb, was at first considered erroneous and was omitted in Fig. 34. However, recent inquiry at the U. S. Weather Bureau seems to confirm it, indicating that 1940 probably had the biggest negative pressure anomaly ever recorded in Honolulu.

It will be shown in Figure 35 that this probably happened in 1939-41 and in 1957-58.

The "El Niño" season of 1925, described by G. Schott (1931) was *not* preceded by a sequence of years with low pressure at Honolulu and by the inferred ocean-wide weakness of the tradewind in the latitude belt below 20° N. That "El Niño" case, the most conspicuous one in this century, therefore calls for an alternate explanation. It is suggested that the sharp thermocline tilt, shown on Cromwell's map for the season October to December at the equator close to Ecuador, in 1925 may have become unstable enough to start overturning involving a temporary "El Niño" current from the north along the coast. Such an overturning of a potentially unstable condition does not need much triggering to get started, and the trigger mechanism may even be undetectable. However, the extent of abnormal southward spread of equatorial water will anyway depend on the volume of the reservoir of such water north of the equator, in other words on the depth and width of the thermocline trough centering near 3° N. The question is whether local wind stresses in late 1924 and early 1925 may have assembled an abnormal volume of warm water in the thermocline trough, although the ocean-wide tradewind anomaly was positive and presumably kept general warm supplies low near the American continent.

One feature in the study of the Panama winds by Schaefer, Bishop and Howard (1958) may perhaps contain a clue to the problem. Their statistics show that the 1920 decade had on the whole stronger northwinds than any other period both on an annual and a January to April basis. The winds in Balboa, on the lee side of the Panama isthmus changed in a peculiar manner during the windy 1920's. From having been prevailingly due northerlies before 1920 a gradual change took place to predominating northwesterlies with maximum frequency in 1926 about five times that of the due northerlies. After 1926 the trend again turned toward more equal representation of northerlies and northwesterlies.

The northwesterlies in Balboa apparently arise when the Caribbean tradewinds grow stronger than normal and develop a pressure trough on the lee slope of the Panamanian mountains. That trough most likely continues in lee of the higher coastal mountain range of Colombia, and hence the northwesterlies observed at Balboa would continue along part of the Colombian coast. There they would impede the normal northgoing Colombia Current (Figure 10) which draws its water supply from the thermocline trough at 3° N. Given such an abnormal throttling of the Colombia Current the chances for good "El Niño" supplies off Ecuador must have been enhanced.

This is, of course, essentially Schott's "El Niño" theory, yet now also supported by the Schaefer, Bishop, Howard finding that the northwester winds at Balboa in statistics covering the years 1915-56 never were

as well developed as in the middle 1920's. As a further addition to Schott's theory, Cromwell's thermocline maps suggest the inclusion of the mechanism of a thermohaline circulation at the equator off Ecuador and the ensuing southward flow of warm surface water moving against the local wind stress.

This particular phenomenon was observed by R. C. Murphy on January 21, 1925, in the early stages of "El Niño" off Point Pariñas, between 4° and 5° S. Whereas the wind was a light southerly, current measurement showed southward water motion at the rate of 1.0 to 1.2 knots (quoted by Schott 1931). At times during the "El Niño" season, January to March, the wind turned northerly, thus favoring the southward advance of warm water, which could be followed all the way to Pisco at 14° S. The average speed of southward advance of the warm water front was about one knot, which does not seem excessive. The "withdrawal" northward was much faster, but should, of course, not be interpreted as indicating the speed of water motion. The normal trade-wind must have been reestablished by the end of March whereby the warm water must have been removed from the coast by Ekman drift.

The present author will not venture to oppose Schott's theory of warm water approach along the coast all the way to Callao and Pisco, even though no repetition of that process can be demonstrated during the years 1935-57 treated by this project. The thermocline circulation parallel to the coast may in 1925 have had unusually favorable starting conditions near the equator, and the light winds at the coast may have offered unusually little drag resistance to its southward progress. The alternate explanations of warm water advection starting west of the Galapagos Islands, as in 1891, or from a stronger than normal trans-equatorial breakthrough east of the islands, do not have supporting evidence in the form of ocean-wide tradewind weakness (Figure 34).

The other "El Niño" cases listed by Hutchinson, 1899, 1912, 1917, 1918, and 1932 have also been marked along the time scale of the Honolulu pressure record. Since they all occurred before the beginning of our compilation of sea surface temperatures, no study has been made of their relation to atmospheric events.

STUDY OF TIME SERIES OF SEA SURFACE TEMPERATURES NEAR THE COASTS OF COSTA RICA, ECUADOR AND PERU

The period of 1935-57 can also with advantage be studied by means of selected time series of sea surface temperature in the regions of relatively intense shipping. Such analysis, which is demonstrated in condensed form in Figure 35, will supplement the knowledge gained by the map studies.

The top curve in Figure 35 repeats the Honolulu annual average of sea level pressure, which is again to be used as an index of Northern Pacific tradewind strength, and, by hypothesis, also as an indicator of

available volume of warm water above the thermocline in the Eastern Equatorial Pacific. The assumed relationships are: the lower the Honolulu pressure the weaker the ocean-wide tradewinds, and (with a lag) the deeper the thermocline in the Eastern Equatorial Pacific.

The sea temperature curve for the two-degree square centered 9° N, 85° W, follows next in Figure 35. That curve samples the surface water of the Equatorial Countercurrent where it arrives near Costa Rica. The ridging of the thermocline, typical for the northern flank of the Equatorial Countercurrent, falls within the sampled square. Thermocline depths according to Cromwell's (1958) maps seem to average only around 10 m and "outcroppings" of cold water do occur at times.

The temperature curve for 9° N, 85° W, begins with four relatively cold years, 1935-38, followed by a three-year rise during 1939-41, which were "El Niño" years in Peru. As repeatedly suggested, the big drop in tradewind strength from 1933 to 1935 may have had the delayed effect of a general lowering of the thermocline in the Eastern Tropical Pacific. We can now add the temperature rise in the Equatorial Countercurrent as another feature accompanying the "El Niño," and presumably having the same meteorological origin.

Continuing the inspection of the pre-war part of the sea temperature curves in Figure 35, we find at 1° N, near northern Ecuador, about the same year-to-year trend as at 9° N. 1938 is again the coldest year followed by a warming through 1939-41. But the regular seasonal change observed at 9° N is distributed by meridional exchange processes at 1° N. The nature of these exchange processes can be surmised after examining also the curves labeled 1° S and 3° S (the latter at the mouth of the Gulf of Guayaquil). These curves show the seasonal maximum in the summer and fall of the southern hemisphere. In the southern fall of 1938 and 1939 the temperatures from 1° N to 3° S show a very small or even inverted, meridional gradient, which could in part have been due to a thermohaline "El Niño" circulation released during the season of maximum thermocline tilt at the equator (shown in Cromwell's map, Figure 1 d, for October-December). But other and better traces the temperature must of course be examined before that idea can be approved. Other similar cases demonstrated by Figure 35 are: the southern summer of 1950-51, and the southern fall of 1953.

The warming up of the coastal waters as far south as the Gulf of Guayaquil, by the hypothetical transequatorial circulation or otherwise, is bound to have feed-back effects upon the atmosphere in terms of precipitation. The average March meteorological sounding in Guayaquil indicates that convective showers should start when the temperature at the bottom of the air column surpasses 25° C (77° F). This would happen regularly in daytime over land but also day or night at sea if the sea temperature is above 77° F. It can be seen from Figure 35 that the March to May average sea temperature at 3° S surpassed 77° F in 1938.

1 and again in 1953 and 1957, all of which were rainy years in northern Peru.

The possible errors in this quick estimate should not be overlooked: the sea temperatures measured on ordinary merchant vessels are apt to average a little too high, but, on the other side of the ledger, the March temperatures should be systematically higher than the March-May average.

The frontal discontinuity between equatorial and Peru Current waters is normally located between 3° and 5° S, or, more specifically near Point Pariñas. During all seasons of the cool years 1935-38 the temperature dropped more than 5° F over that short span of latitude. But in the "El Niño" summer and fall of 1939 such temperature contrast is almost eliminated. From our temperature curves alone it is impossible to decide whether exchange processes along the coast between 3° and 5° S were involved in this smoothing of the temperature contrast or only west-east exchange at 5° S and to the south thereof. The latter alternative appears more likely. Our maps in Figures 25 and 26 show sufficiently high temperatures on the open ocean west of northern Peru to account for the temperature peak of 75° F at 5° S near the coast by the process of lateral exchange on the left flank of the Peru Current. Another piece of evidence in favor of that view is the fact that in the southern summer of 1938-39 the warming at 11° S is simultaneous with that at 5° S, to the extent that this can be tested with the seasonal means in Figure 35.

The meteorological record at the bottom of Figure 35 is also of interest in this connection. Punta Tortuga, Chile, $29^{\circ} 55' S$, $71^{\circ} 22' W$, shows low values of annual pressure in 1939-41 indicative of a weaker than normal southeast tradewind during those "El Niño" years. This provides less wind drag against the approach of equatorial water from the breakthrough place east of the Galapagos, and also less wind drag for maintaining upwelling at the Peruvian coast. The latter effect can be observed in Fig. 35 in the marked rise of winter and spring temperatures at 5° S and 11° S from 1938 to 1939.

In summary, then, the "El Niño" condition in 1939-41 was apparently made possible, first, by the weakness of northern trades from 1935 on, which after a four year lag permitted warm water to accumulate sufficiently in the Eastern Tropical Pacific, secondly, by the weak southern trades in 1939-41 which reduced the upwelling and presented less than normal hindrance to the access of warm water toward the coast of Peru. An analogous explanation also seems to fit the "El Niño" of 1958. The northern trades were weak from 1956 on, and the southern trades became weak in 1958 as shown in Figure 35 by the pressure record at Juan Fernandez, $33^{\circ} 37' S$, $78^{\circ} 52' W$.

It should immediately be admitted that the brief but intense warm water phase in the southern fall of 1953 was not associated with the

same meteorological conditions as the real "El Niño" phenomenon in 1939-41 and 1958. Both northern and southern trades seem to have been strong in 1953, judging from the Honolulu and Juan Fernandez pressure records, and yet the sea temperatures from 1° N to 5° S near the South American coast rose in the southern fall of 1953 so as to beat the respective heat records of 1941 and about equaled those of 1957.

The Yale South American Expedition operated in Peruvian waters between March 10 and May 21, 1953. From the cruise reports by J. F. Barandiarán and G. S. Posner (1957), we know that the warm water came as a shallow tongue from the north, which could be followed as far as Punta Aguja at 6° S. At Cabo Blanco, between 4° and 5° S, surface salinity decreased and surface temperature increased shoreward during the warm water invasion. This verifies that the warm water was transported southward as part of a transequatorial circulation along the coast line and not as an incursion from the west, as already inferred from our Figure 35.

Posner also reports that the warm water advanced and retreated twice during the Yale Expedition. It was accompanied in its southerly advance by occasional rain and north winds, whereas, when Peru Current water was at the surface, winds were southerly and there was no precipitation.

The brief 1953 warm water incident off Ecuador and Peru coincided with a temperature maximum in the Equatorial Countercurrent off Costa Rica and presumably also with an above normal intensity of exchange of surface water across the equator east of the Galapagos. That makes the case analogous to the two major occurrences of "El Niño" in 1939-41 and 1957-58 as far as oceanic parameters are concerned, but it differs from them by the tradewinds being stronger. These relationships seem to make it worthwhile in the future to keep watching the running record of water temperatures off Costa Rica. The great number of single temperature measurements entering into that time series will make thorough analysis justified. It may reveal a specific oceanic rhythm showing greater regularity than that of the meteorological influences. The temperature minima indicated in 1944-45, 1949-50, and 1954-55 may perhaps mark a specific five-year oceanic oscillation. The dynamic model for that oceanic rhythm would presumably be an east-west standing oscillation with wave length equal to the width of the Equatorial Pacific. It would be activated by wide-spread and persistent meteorological anomalies like the tradewind weakness in both hemispheres in 1939-41. But until more evidence is accumulated this remains mere speculation.

The cold-water years 1954-55 were quite interesting, as shown in Figure 35. The smoothed record of sea temperature off Costa Rica was not quite as low as it had been in 1938 or 1949-50, but off Ecuador and Peru the lowest temperatures of the whole 1935-57 record were observed. The cooling of the ocean in that region seems to have been caused by

the above-normal strength of the southern tradewinds coinciding with the below normal supply of warm water from the northern hemisphere. There seems to have been a south to north progression of the temperature minimum, the winter of 1954 being the extreme one at 11° S, 5° S, 1° S, and 1° N, whereas the coldest phase at 1° N did not occur until the middle of 1955. The swelling of the Peru Current beyond its normal northern boundary made the 1° N 1955 minimum 2° F lower than the second deepest dip in the record (in 1938).

After the cold-water years 1954-55 both the northern and southern tradewinds decreased and stayed low, the water supply by the Equatorial undercurrent off Costa Rica warmed up and the stage was set for "El Niño" of 1957-58. The corresponding increase in volume and temperature of eastward flowing equatorial water at 140° to 150° W from December 1955 to December 1957 is strikingly demonstrated by Austin (1960, II).

TIME SERIES OF SEA SURFACE TEMPERATURES DERIVED FROM "MAPAS MENSUALES" OF THE "COMPAÑIA ADMINISTRADORA DEL GUANO", 1939-56

Wooster (1961) has published monthly averages of water temperature for ocean sections based on "Mapas Mensuales" of the "Compañia Administradora del Guano". We have condensed his data into the four seasonal diagrams in Figures 36-39 for the purpose of a discussion of the year-to-year changes and their possible meteorological causes. These near-shore data were collected all through the war period, which in our Figure 35 was a big gap.

Starting with the winter diagram, Figure 36, we have before us the record of the year-to-year changes of temperature of the freshly upwelled water. The curves for the different one-degree sections of the coast are strongly correlated, indicating that the upwelling intensifies or weakens simultaneously along the whole Peruvian coast and therefore must be tied to changes in wind stress of great geographical extent. The only major deviation from that pattern occurs in the field 4° — 5° S in 1955 and 1956 when local "El Niño" from the north must have overlapped the Peru Current (lateral mixing from the west would not have oblained the warming in this case).

At the other end of the time scale in Figure 36, during the sequence "El Niño" years 1939-41, the winter temperature in the near-shore waters decreased from year to year along the whole Peruvian coast. Evidently "El Niño" conditions were caused each year by the arrival of summer and fall of surface water from the west, which was promptly removed by Ekman drift during each intervening winter season.

Another manifestation of the mutual independence of the winter and summer fluctuations is seen in the years following 1950. Winter temperatures rose faster from 1950 to 1951 than at any other time (as

much as 9.9° F in the section 10° S to 11° S), and that incident was in all sections followed by alternate falls and rises giving the impression of a damped oscillation of two two-year periods. The summer curves for the same years (Figure 38) look quite different, the winter pattern being hidden by the summertime invasion of warm water. The transitional seasons (Figures 37 and 39) show the winter pattern only partly camouflaged.

The cooling trend of Peruvian upwelling water from 1939 to 1950 as represented by the winter curves in Figure 36, is probably rather well explained by the simultaneous strengthening of the southern subtropical high pressure shown in Figure 35. Even the dip of the temperature curves in 1942 may have had its cause in the pressure peak at Juan Fernandez and corresponding maximum of the SE tradewind. But the remarkably regular two-year oscillation that starts in 1950 can hardly be of pure meteorological origin. I suggest that it be considered whether the oceanic upwelling model is capable of maintaining internal oscillations of a two-year period. If that be so, perhaps also the freak "El Niño" in the fall of 1953 (Figure 35) got a boost from such oceanic oscillations.

CONCLUSION CONCERNING THE METEOROLOGICAL PREREQUISITES FOR THE OCCURRENCE OF THE OCEANIC "EL NIÑO" CONDITIONS

It is of course premature to go in for very categorical conclusion concerning the role of meteorology in the oceanic "El Niño" phenomenon. Only one sequence of major "El Niño" years (1939-41) fell within the investigated period (1935-57) and one year (1958) immediately following. Many future occurrences of "El Niño" must be investigated with better data collections, both in atmosphere and ocean, before one can feel sure in establishing a comprehensive "El Niño" theory. For the time being it seems pertinent to note the following points:

1. Both the above mentioned major "El Niño" cases seemed to be preceded by an ocean-wide weakening of the tradewinds of the Northern Pacific, starting in 1935 and 1956 respectively, so that thermocline depth could increase and surface temperature could rise on the American side of the ocean, north of the equator.

2. A transequatorial thermohaline circulation east of the Galapagos, which normally starts during the southern spring, can transport surface water to the southern hemisphere in greater volume, and of higher temperature, in the years of deeper thermocline.

3. The transequatorial warm water supply tends to turn toward Peru by Coriolis action, but is opposed in such motion by the SE tradewind. Weaker than normal SE tradewinds are therefore an additional prerequisite for pronounced "El Niño" conditions in the coastal waters. The somewhat fragmentary pressure records from Juan Fernandez and Puna

Portuga seem to confirm the weakness of the SE trades in 1939-41 and 58.

4. The supply of warm surface water from the west, south of the Galapagos Islands, seems to be convincingly demonstrated by Schott for the "El Niño" season of 1891. Geostrophic indications of such flow, extending as far as 4° S and adding to the width of the Cromwell Current east of 113° W, are available from modern cruise data; but in all normal years the tradewind is strong enough to reverse the water motion at the surface. Extreme weakness of the tradewinds in 1891, not equaled since then, may have been the cause of the spectacular oceanographic anomalies described by Schott.

5. "El Niño" of 1925, described by Schott, was not preceded by weakness of the Northern Pacific tradewinds and therefore must have occurred during a period of relative scarcity of warm surface water on the American side. The only unusual meteorological feature that can possibly have set the stage for "El Niño" was the prevailing NW winds at Balboa, and (by implication) along the northern part of the coast of Colombia, which may have impeded the normal northward current and made more warm water available for a transequatorial circulation.

ACKNOWLEDGEMENT

A meteorologist working for the first time on a combined oceanographic-meteorological problem is in great need of oceanographic advice. This has been generously supplied to the author by Dr. Milner B. Haefler, Dr. Warren Wooster, Mr. Joseph L. Reid, Jr., and Dr. Robert Arthur. Data for the project have been kindly supplied by Dr. Oscar Sette and co-workers of the U. S. Fish and Wildlife Service in Stanford, and by Mr. E. B. Bennett, oceanographer of the Inter-American Tropical Tuna Commission. Preliminary painstaking work with the maps for this report has been in the hands of Mr. C. Riegel and Dr. S. V. Ankateswaran, supervised by Professor M. Neiburger, U.C.L.A. My indebtedness to all those mentioned, and to the many unmentioned technical helpers at U.C.L.A., is herewith gratefully acknowledged.

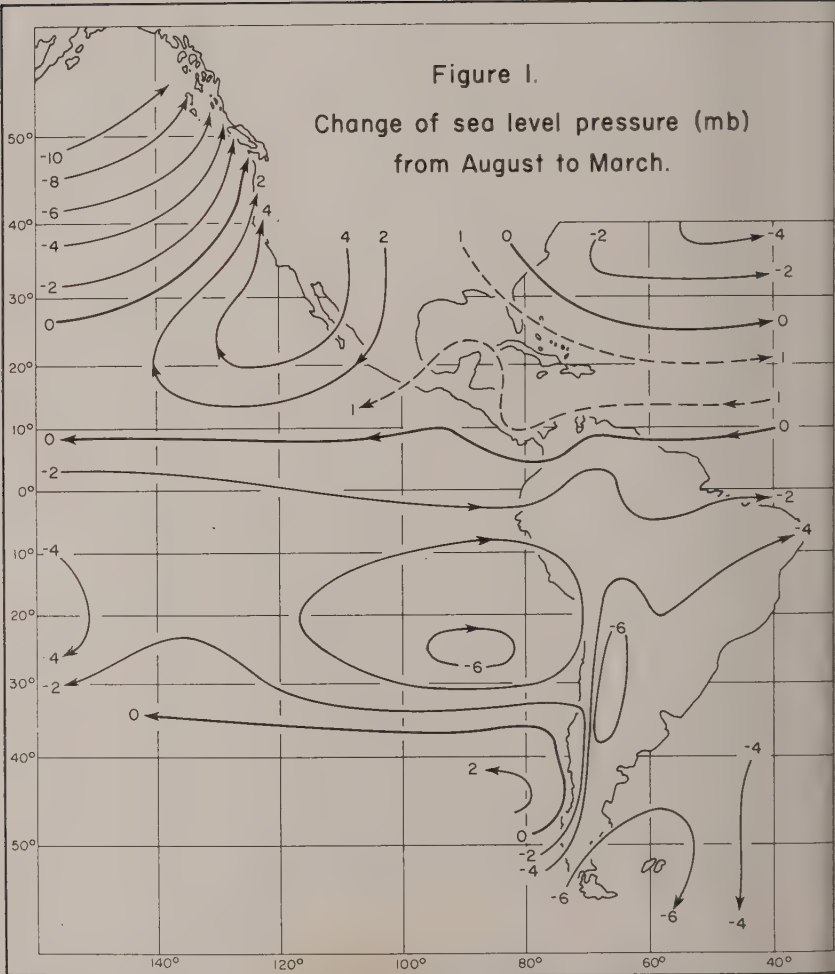


Figure 1. Change of sea level pressure (mb) from August to March.

Figura 1. Cambio de la presión del nivel del mar (mb) de agosto a marzo.

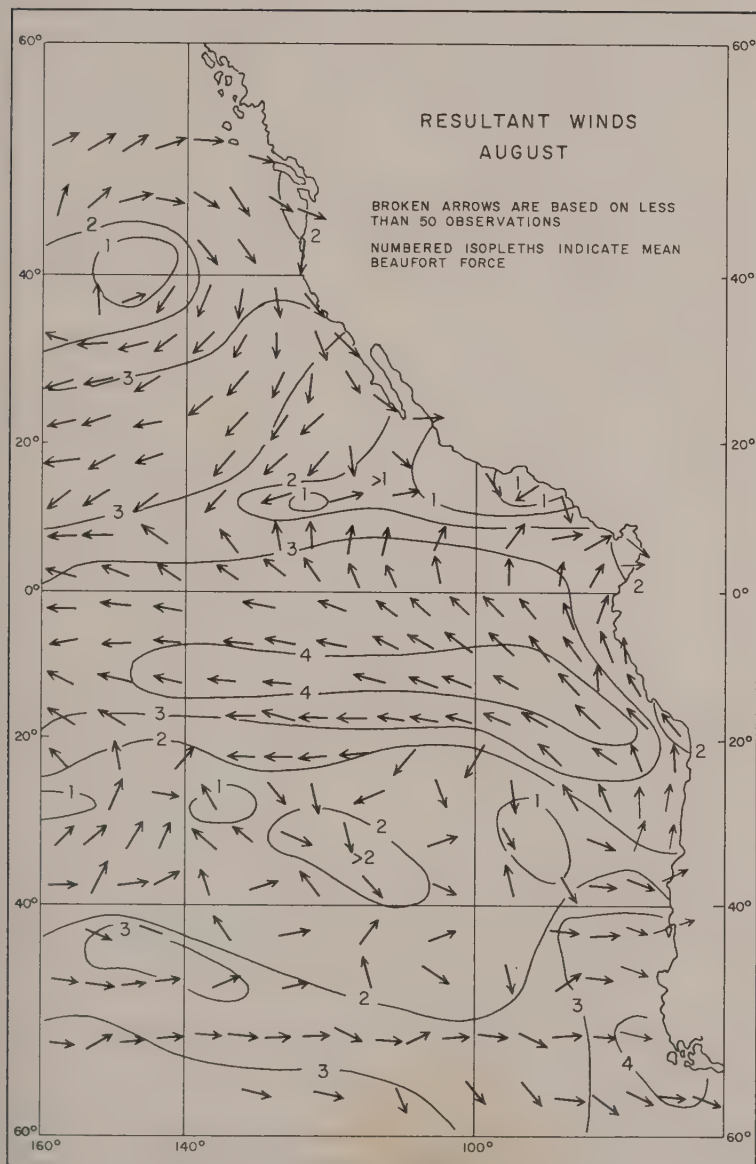


Figure 2. Resultant winds in August. Numbered isopleths indicate mean Beaufort force. (Meteorological Office, London, 1956).

Figura 2. Vientos resultantes en agosto. Las isoplejas numeradas indican la fuerza media según la escala de Beaufort. (Meteorological Office, London, 1956).

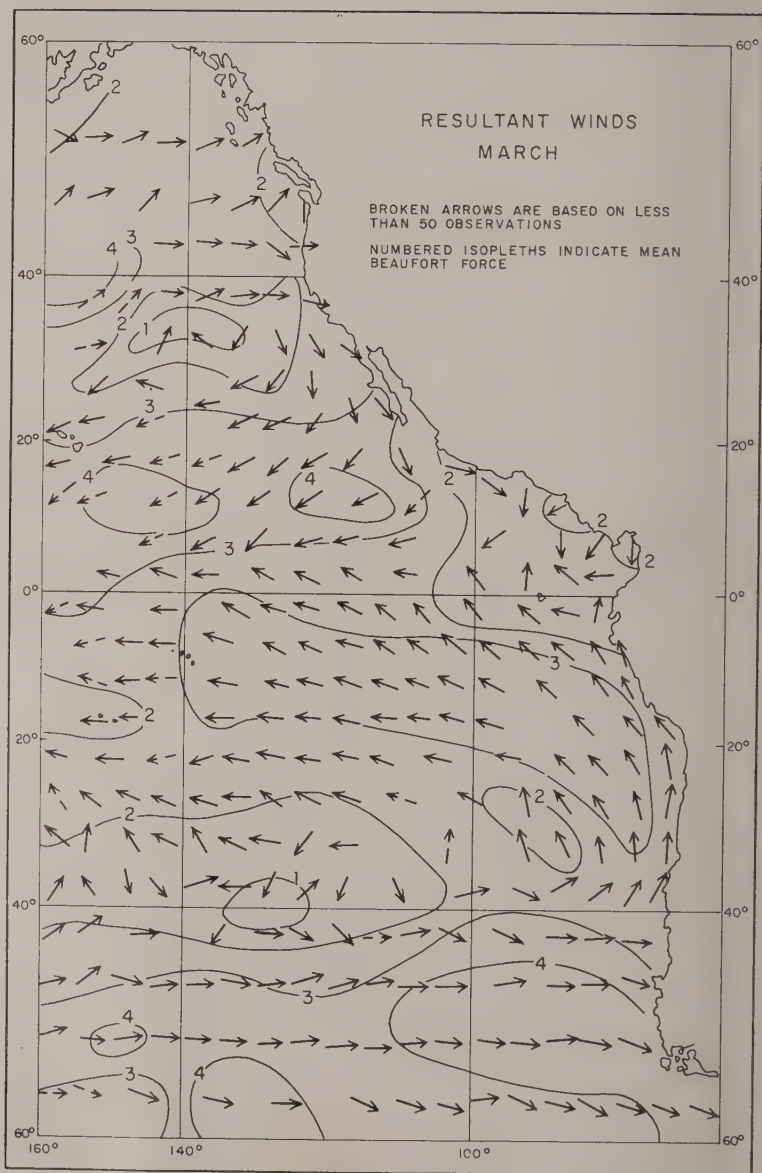


Figure 3. Resultant winds in March. Numbered isopleths indicate mean Beaufort force. (Meteorological Office, London, 1956).

Figura 3. Vientos resultantes en marzo. Las isopletas numeradas indican la fuerza media según la escala de Beaufort. (Meteorological Office, London, 1956).

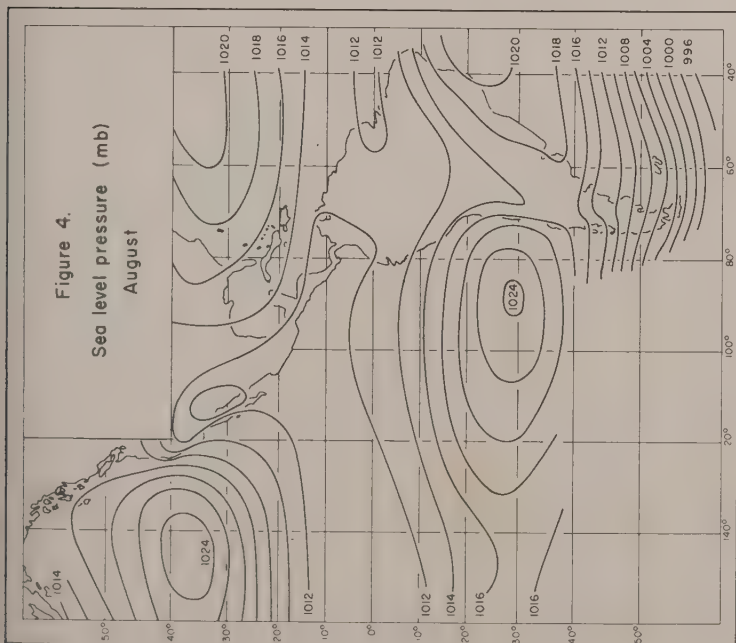


Figure 4. Sea level pressure (mb), August.

Figura 4. Presión del nivel del mar (mb) en agosto.

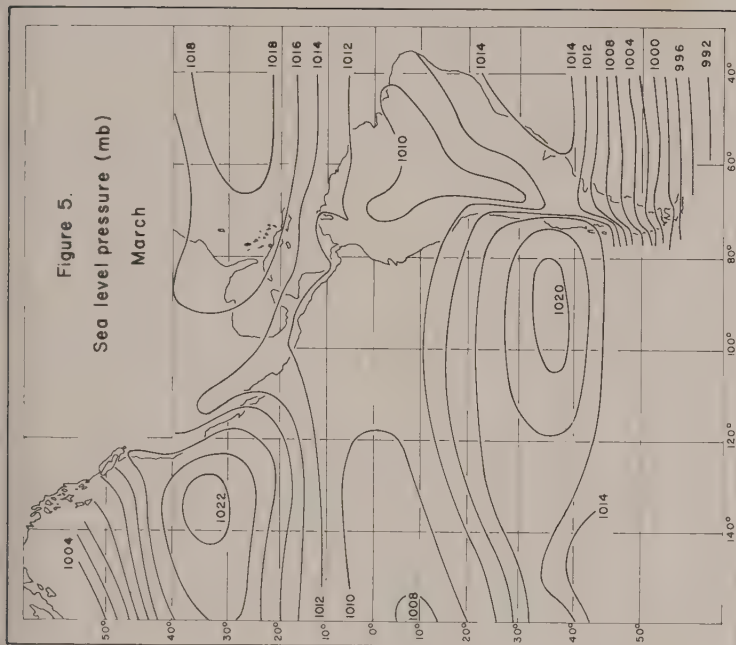


Figure 5. Sea level pressure (mb), March.

Figura 5. Presión del nivel del mar (mb) en marzo.

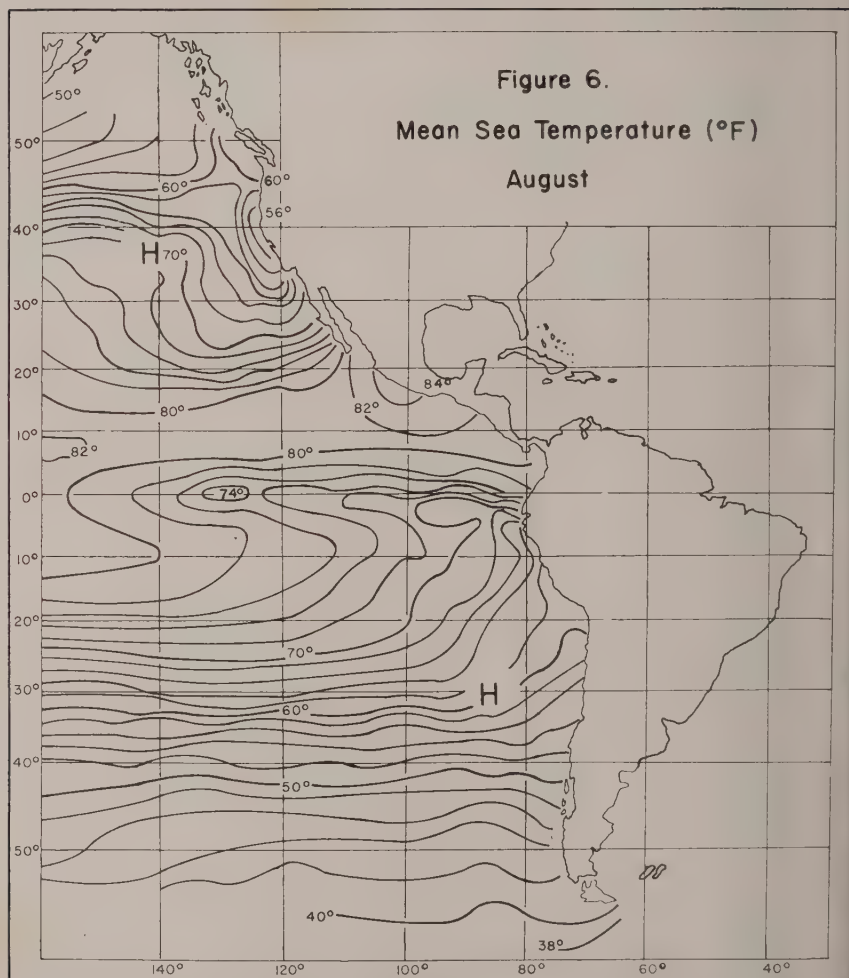


Figure 6. Mean sea temperature (°F), August.

Figura 6. Temperatura media del mar (°F) en agosto.

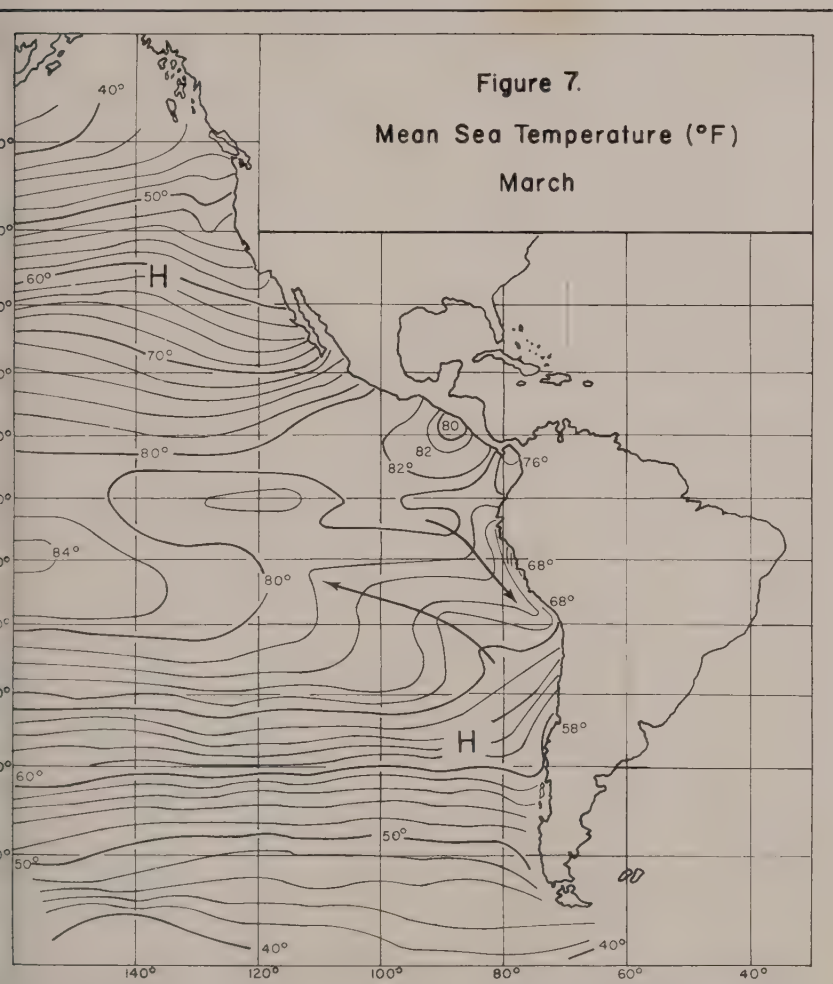


Figure 7. Mean sea temperature (°F), March.

Figura 7. Temperatura media del mar (°F) en marzo.

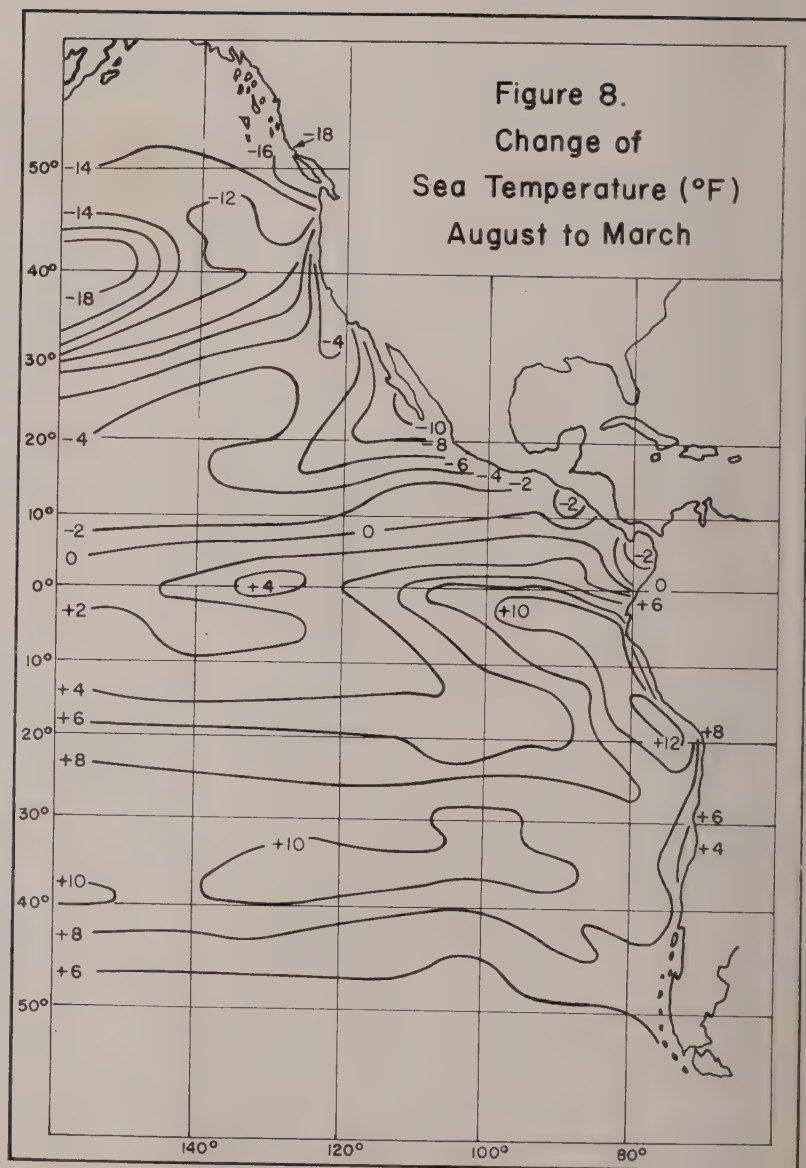


Figure 8. Change of sea temperature (°F), August to March.

Figura 8. Cambio de la temperatura del mar (°F) de agosto a marzo.

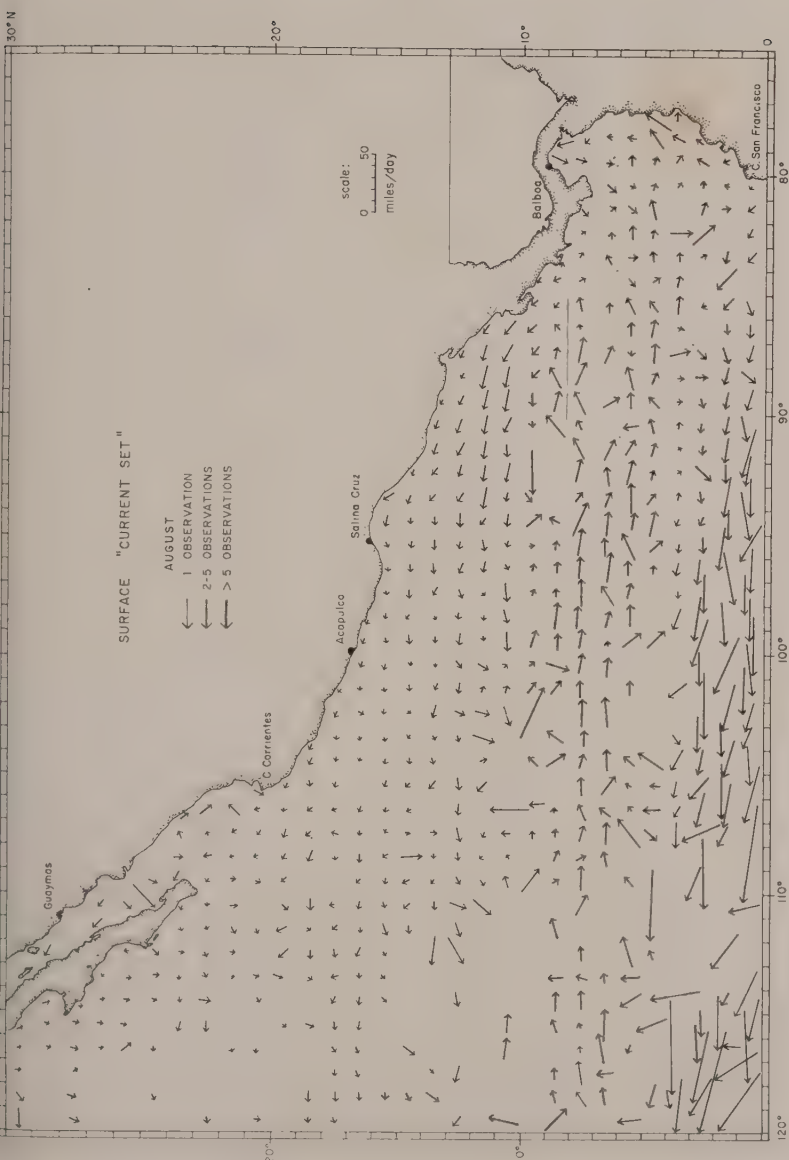


Figure 9. Surface drift chart, August. (Cromwell and Bennett, 1959).
 Figura 9. Carta de la deriva de superficie en agosto. (Cromwell y Bennett, 1959).

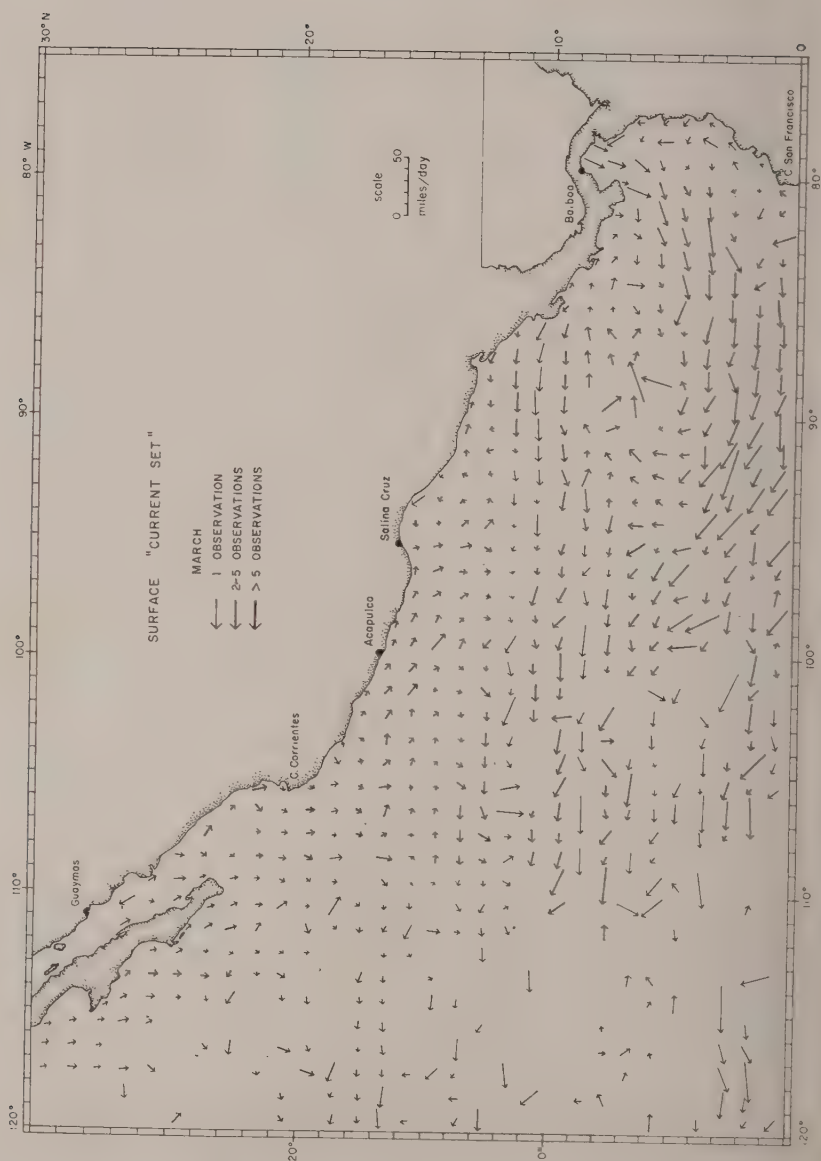


Figure 10. Surface drift chart, March. (Cromwell and Bennett, 1959).

Figura 10. Carta de la deriva de superficie en marzo. (Cromwell y Bennett, 1959).



Fig. 11 Sea Surface Temperature
June-July-August
1935-37

Figure 11. Sea surface temperature 1935-57. June-August.

Figura 11. Temperatura de la superficie del mar en los meses junio-agosto, 1935-57.

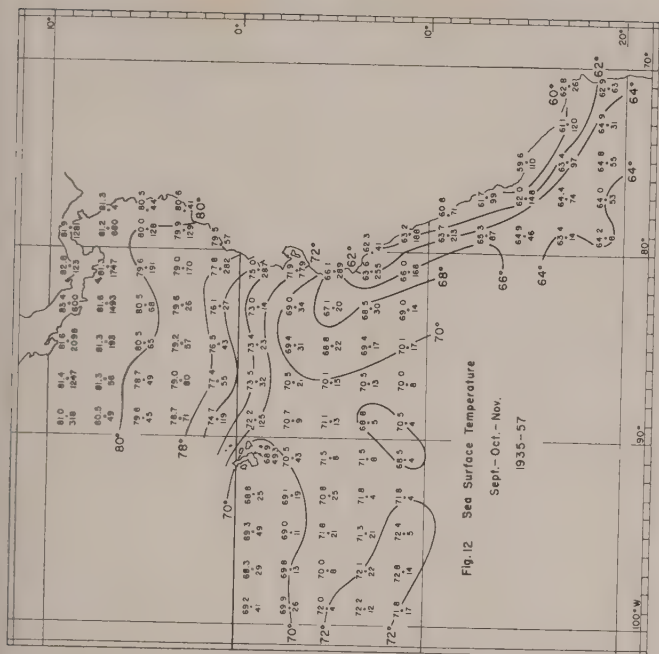


Fig. 12 Sea Surface Temperature
Sept.-Oct.-Nov.
1935-57

Figure 12. Sea surface temperature 1935-57. September-November.

Figura 12. Temperatura de la superficie del mar en los meses septiembre-noviembre, 1935-57.

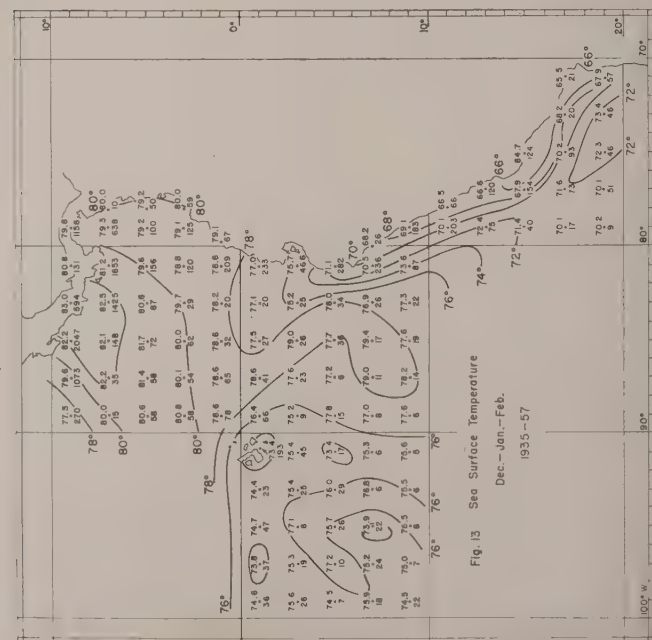


Figure 13. Sea surface temperature 1935-57, December-February.

Figura 13. Temperatura de la superficie del mar en los meses diciembre-febrero, 1935-57.

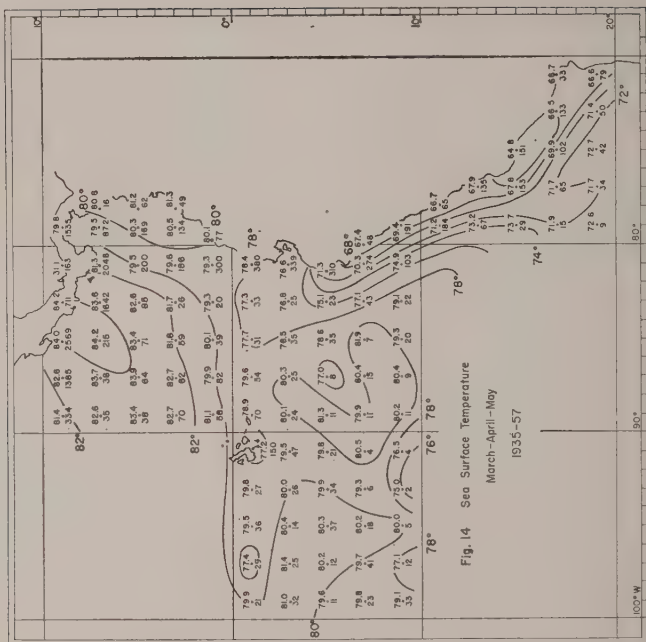


Figure 14. Sea surface temperature 1935-57, March-May.

Figura 14. Temperatura de la superficie del mar en los meses marzo-mayo, 1935-57.



Fig. 15 Change of Sea Temperature °F
June-July-August to Sept-Oct-Nov.
1935-57

Figure 15. Sea temperature change June-August to September-November.

Figura 15. Cambio de la temperatura del mar de junio-agosto a septiembre-noviembre.



Fig. 16 Change of Sea Temperature °F
Sept-Oct.-Nov. to Dec.-Jan.-Feb.
1935-57

Figure 16. Sea temperature change September-November to December-February.

Figura 16. Cambio de la temperatura del mar de septiembre-noviembre a diciembre-febrero.

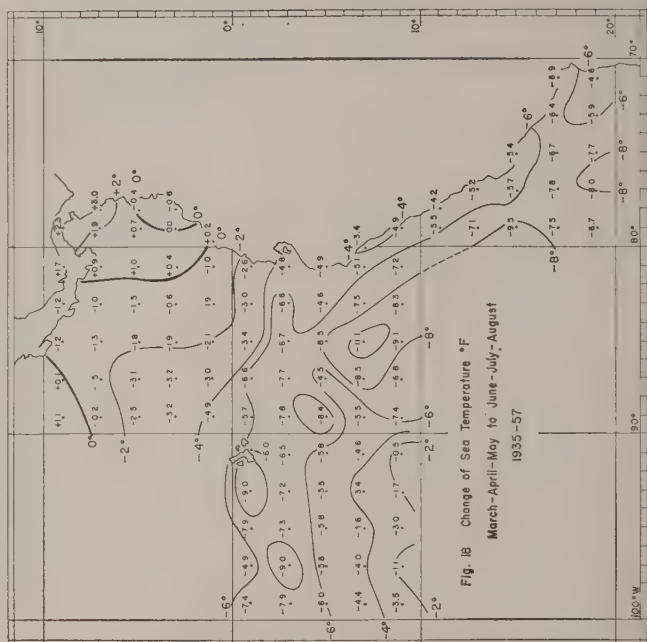


Fig. 18 Change of Sea Temperature °F
March-April-May to June-July-August
1935-57

Figure 18. Sea temperature change March-May to June-August.

Figura 18. Cambio de la temperatura del mar de marzo-mayo a junio-agosto.



Fig. 17 Change of Sea Temperature °F
Dec-Jan-Feb to March-April-May
1935-57

Figure 17. Sea temperature change December-February to March-May.

Figura 17. Cambio de la temperatura del mar de diciembre-febrero a marzo-mayo.

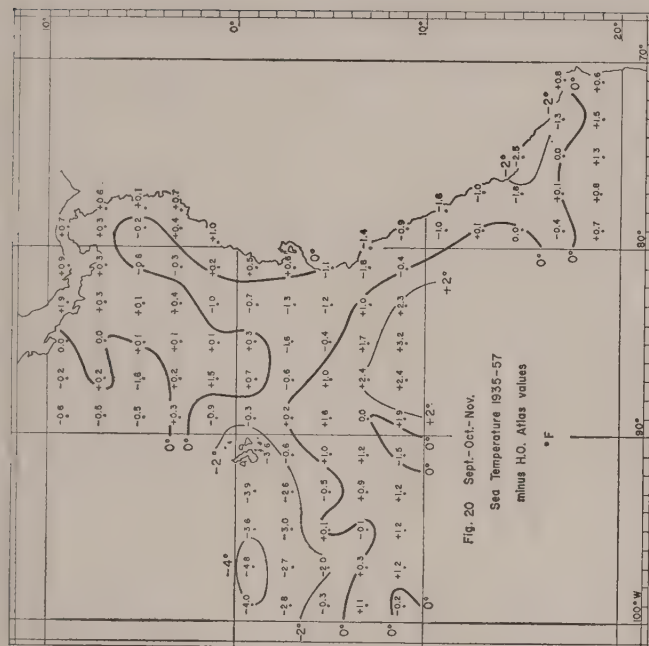


Figure 20. Sea surface temperature 1935-57 minus H.O. Atlas values, September-November.

Figura 20. Temperatura de la superficie del mar en los meses septiembre-noviembre, 1935-57, menos los valores de los atlas de la "Hydrographic Office".



Figure 19. Sea surface temperature 1935-57 minus H.O. Atlas values, June-August.

Figura 19. Temperatura de la superficie del mar en los meses junio-agosto, 1935-57, menos los valores de los atlas de la "Hydrographic Office".

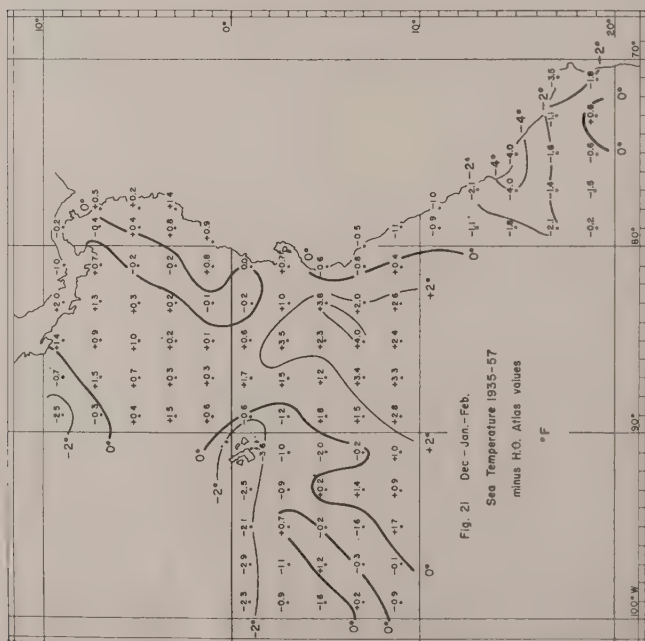


Fig. 21 Dec.-Jan.-Feb.

Sea Temperature 1935-57
minus H.O. Atlas values
°F



Fig. 22 March-April-May

Sea Temperature 1935-57
minus H.O. Atlas values
°F

Figure 21. Sea surface temperature 1935-57 minus H.O. Atlas values, December-February.

Figura 21. Temperatura de la superficie del mar en los meses diciembre-enero, 1935-57, menos los valores de los atlas de la "Hydrographic Office".

Figure 22. Sea surface temperature 1935-57 minus H.O. Atlas values, March-May.

Figura 22. Temperatura de la superficie del mar en los meses marzo-mayo, 1935-57, menos los valores de los atlas de la "Hydrographic Office".

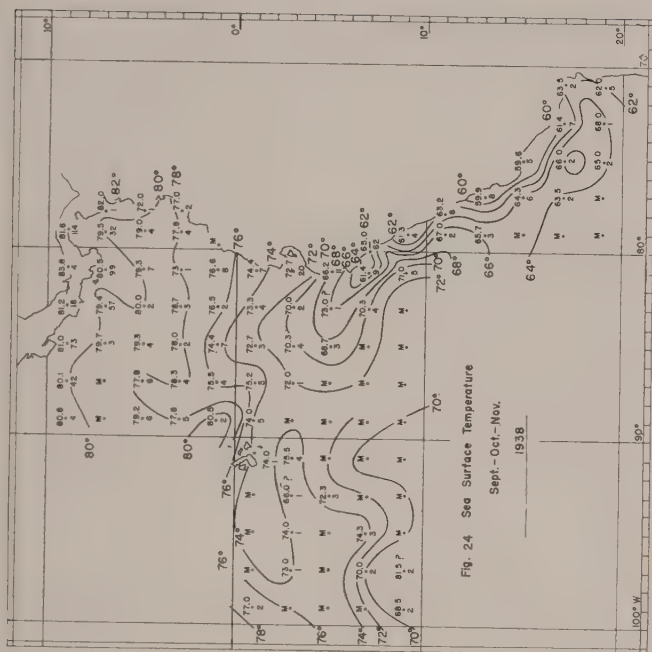


Figure 24. Sea surface temperature 1938, September-November.

Figura 24. Temperatura de la superficie del mar en los meses septiembre-noviembre de 1938.



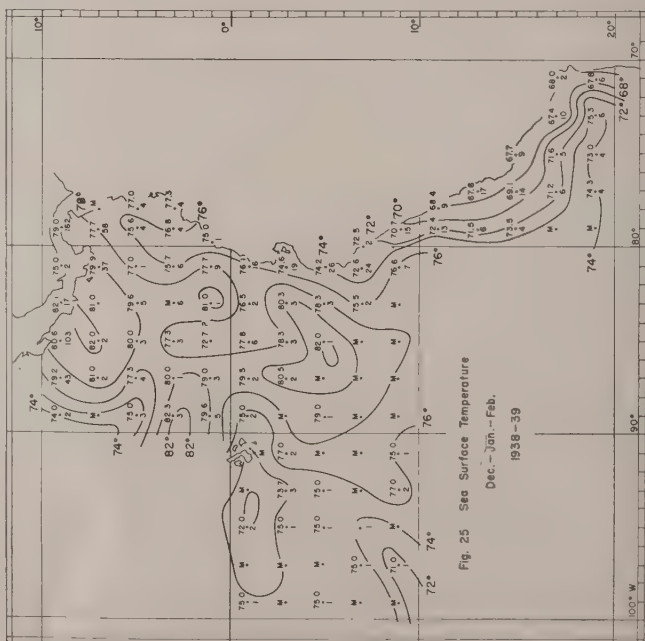


Figure 25. Sea surface temperature 1938-39, December-February.

Figura 25. Temperatura de la superficie del mar en los meses diciembre-febrero 1938-39.

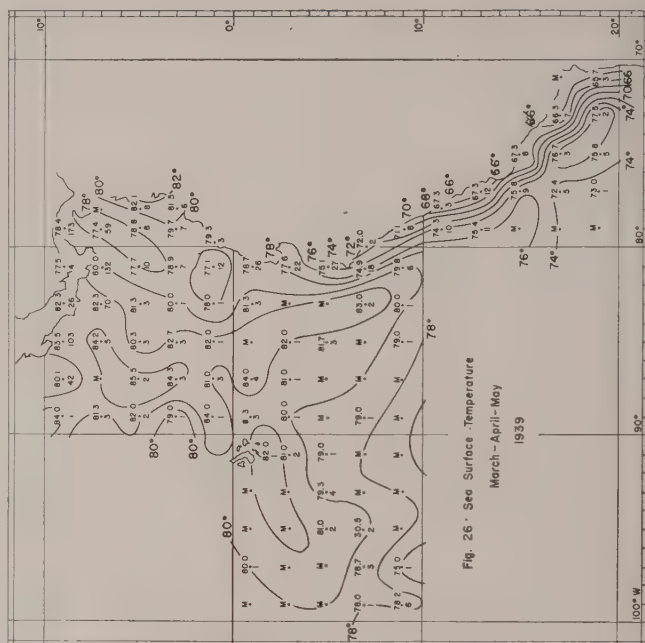


Figure 26. Sea surface temperature 1939, March-May.

Figura 26. Temperatura de la superficie del mar en los meses marzo-mayo de 1939.

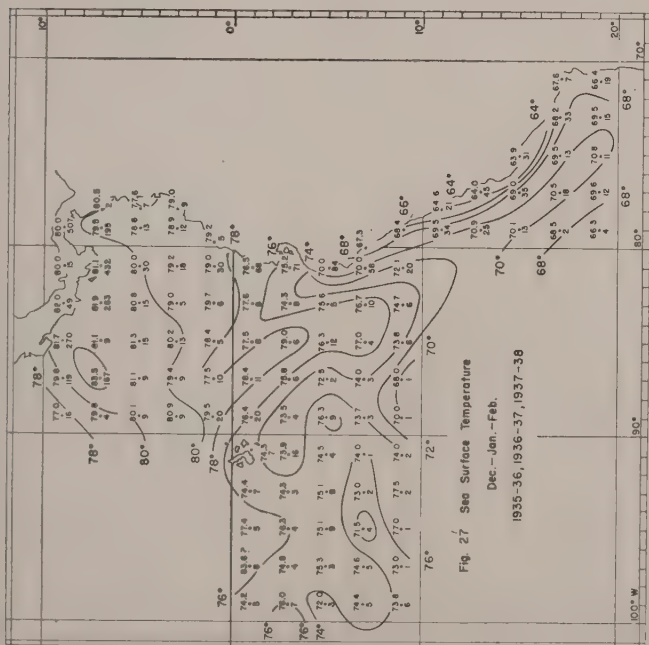


Figure 27. Sea surface temperature 1935-38, December-February.

Figura 27. Temperatura de la superficie del mar en los meses diciembre-febrero, 1935-38.

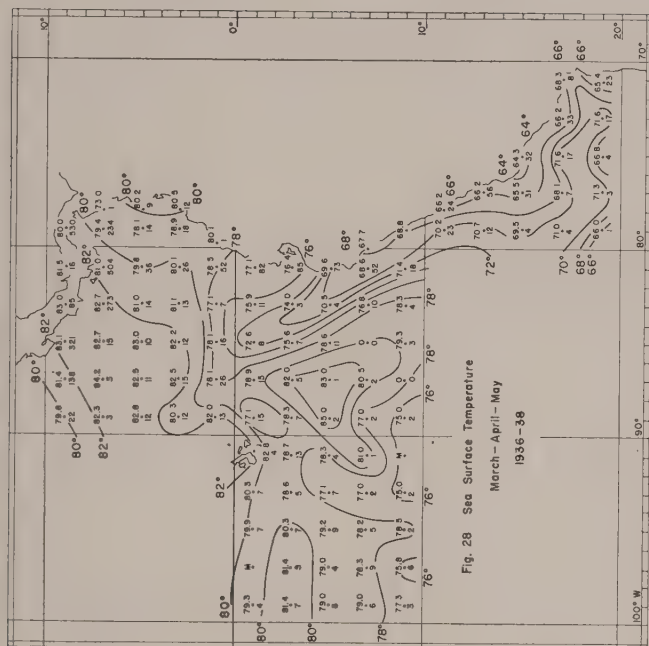


Figure 28. Sea surface temperature 1936-38, March-May.

Figura 28. Temperatura de la superficie del mar en los meses marzo-mayo, 1936-38.

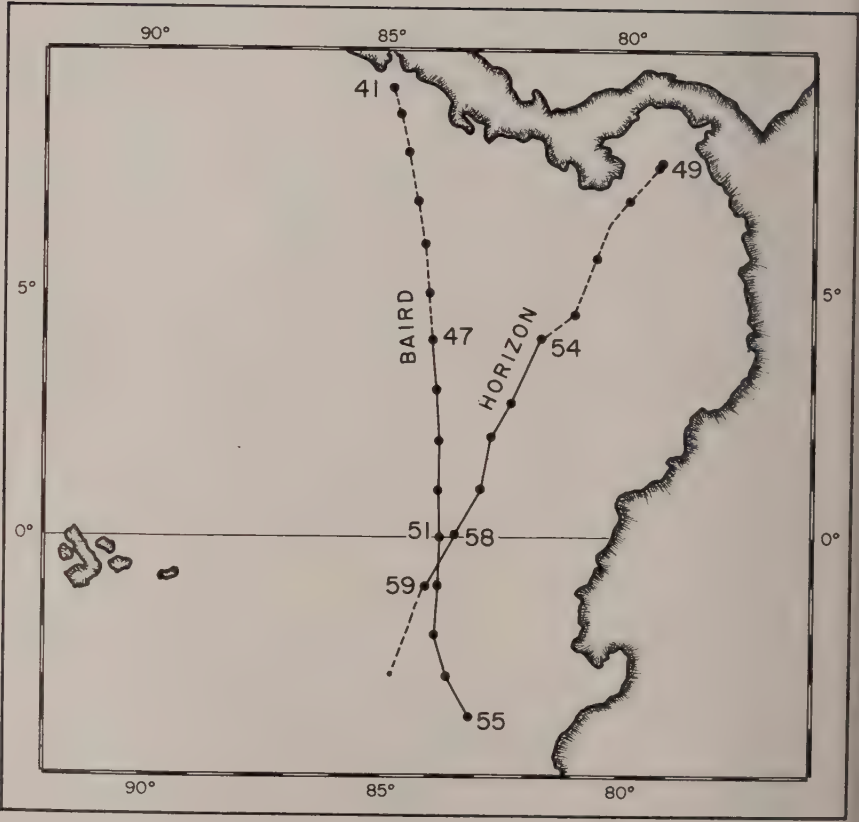


Figure 29. Map of "Baird" and "Horizon" profiles, November 1955.

Figura 29. Mapa de los perfiles del "Baird" y del "Horizon", noviembre de 1955.

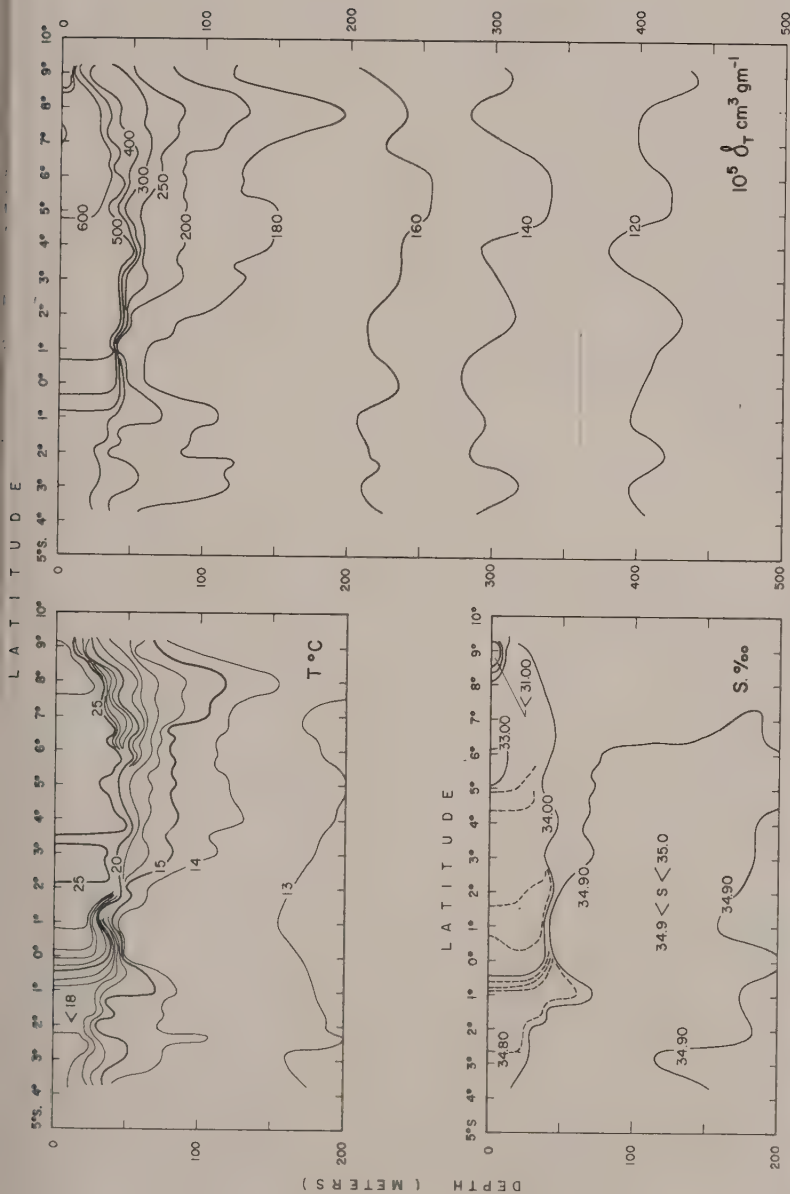


Figure 30. The "Baird" profiles of temperature, salinity, and thermocline anomaly. Equatorial part measured 15-16 November, 1955.

Figura 30. Perfiles del "Baird" de la temperatura, salinidad y anomalía termocline. La parte ecuatorial fué medida el 15 y el 16 de noviembre de 1955.

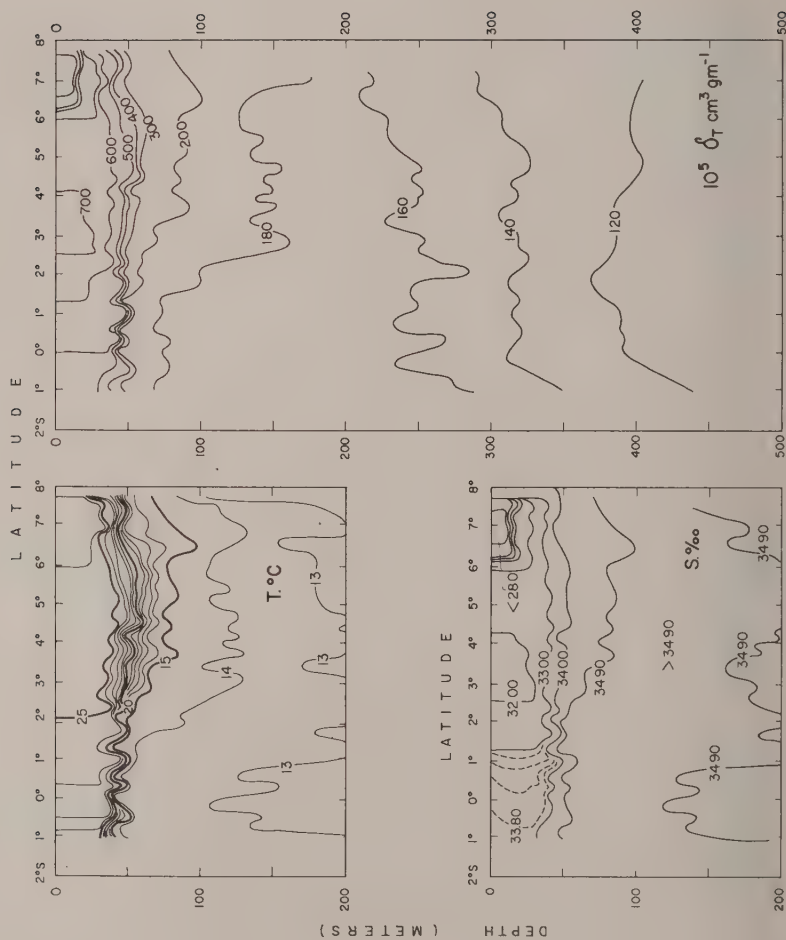


Figure 31. The "Horizon" profiles of temperature, salinity, and thermocline anomaly. Equatorial part measured 22 November, 1955.

Figura 31. Perfiles del "Horizon" de la temperatura, salinidad y anomalía termoclínica. La parte ecuatorial fué medida el 22 de noviembre de 1955.

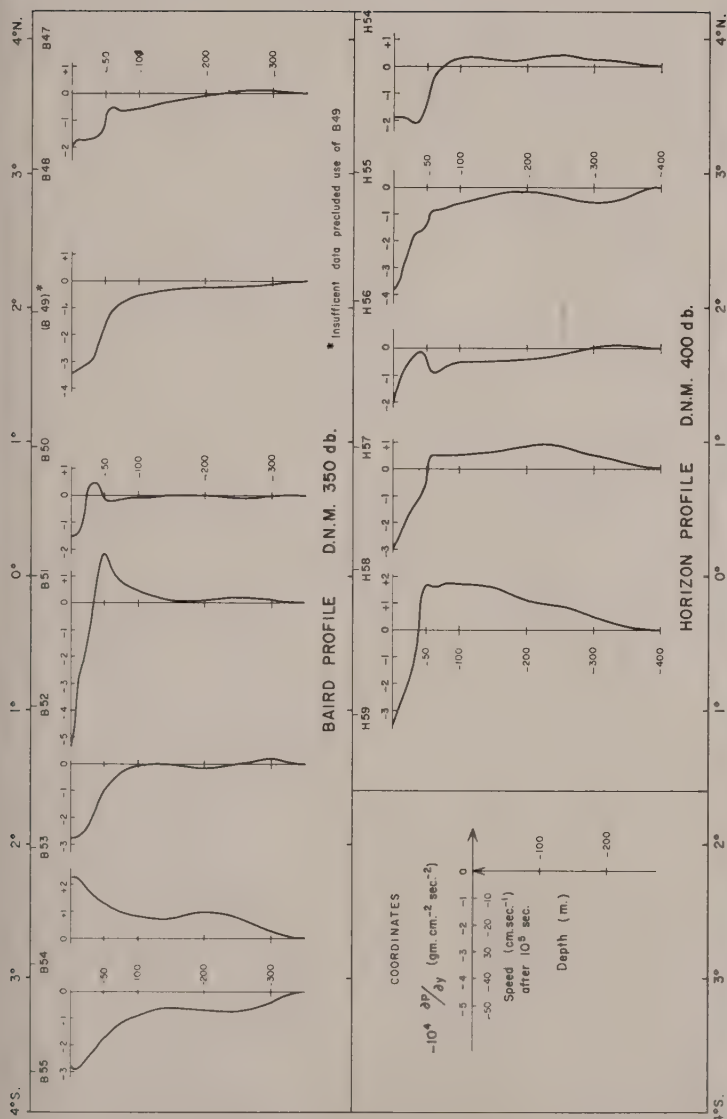


Figure 32. Horizontal meridional pressure gradient versus depth. Conversion scale in lower left corner from pressure gradients to meridional speed (cm sec⁻¹), acquired after 105 seconds from initial rest, applies within narrow equatorial strip. Pressure gradients outside 1° S and 1° N can be taken as indicators of zonal geostrophic flow. True surface drift depends also on wind drag from light southerly monsoon.

Figura 32. Gradiente de las presiones horizontal y meridional versus profundidad. La escala de conversión en la esquina inferior izquierda de los gradientes de la presión a la velocidad meridional (cm sec⁻¹), obtenida después de 105 segundos del descanso inicial, se aplica dentro de la estrecha franja ecuatorial. Los gradientes de la presión fuera del 1° S. y del 1° N. pueden tomarse como indicadores del flujo zonal geostrofico. La verdadera deriva de superficie depende también del arrastre del suave viento monzón del sur.

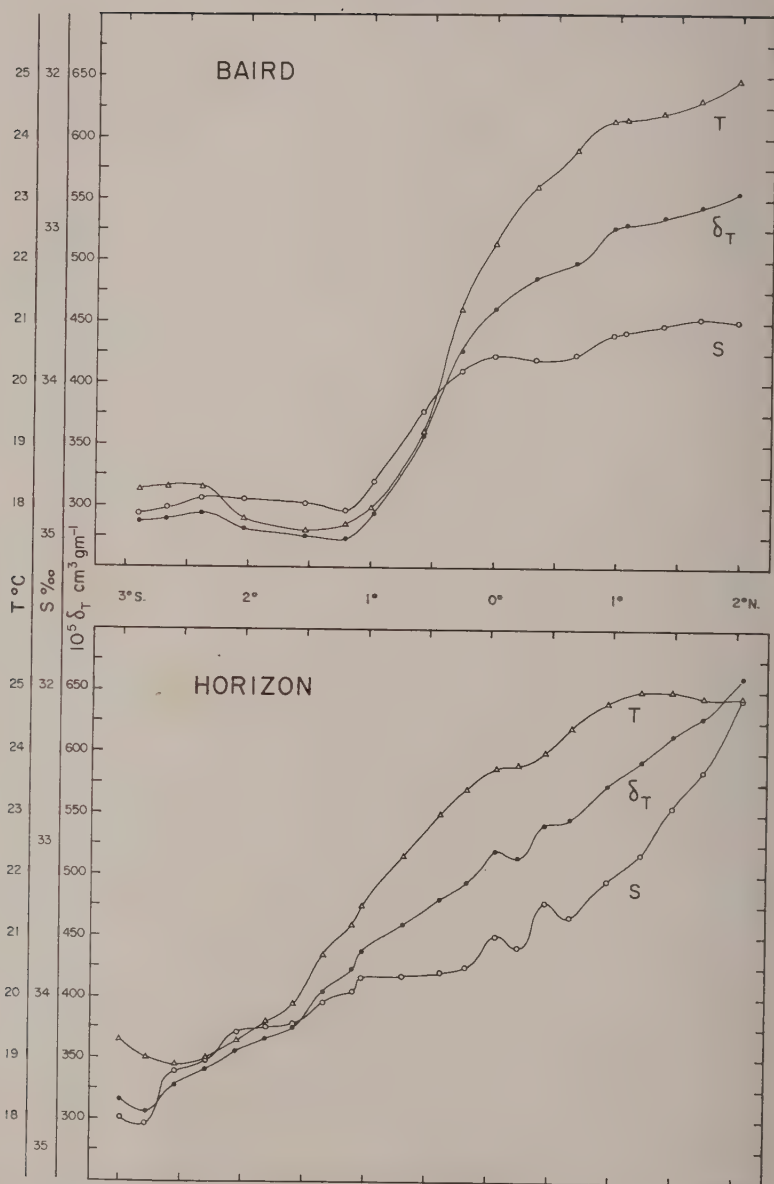


Figure 33. Surface temperature, salinity (inverted scale), and thermosteric anomaly in early stages of transequatorial circulation ("Baird") and stage one-week later ("Horizon").

Figura 33. Temperatura de la superficie, salinidad (escala invertida) y anomalía termostérica en los primeros estados de la circulación transequatorial ("Baird") y en el estado en que se encontraba una semana más tarde ("Horizon").

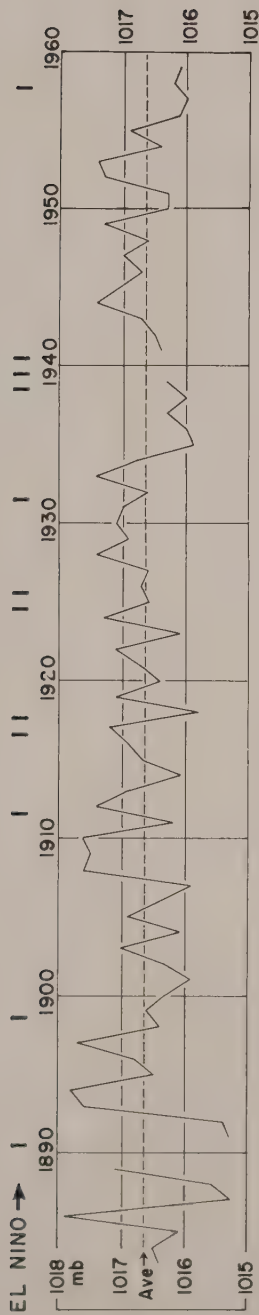


Fig. 34 Honolulu, (21° 19' N, 157° 52'), Sea level pressure, annual average.

Figure 34. Honolulu record of average annual pressure (reduced to sea level).

Figura 34. Registro de la presión promedio anual en Honolulu (reducida al nivel del mar)

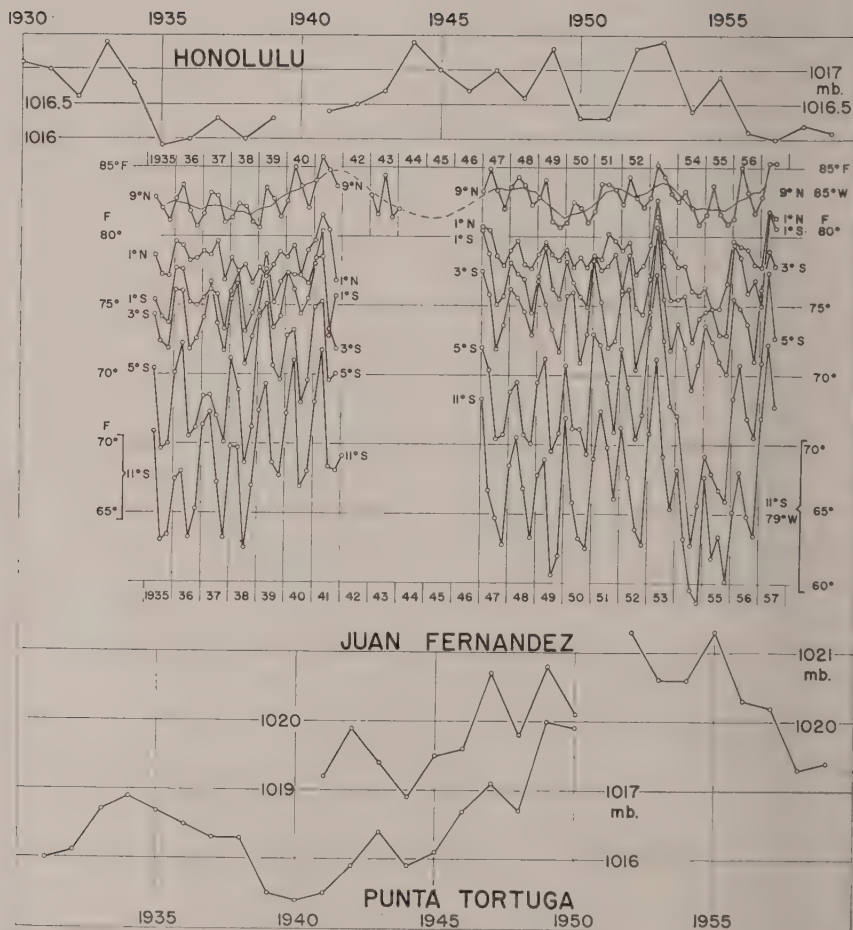


Figure 35. Time series of sea temperatures off Costa Rica, Ecuador, and Peru; and sea level pressure at Honolulu ($21^{\circ}19' N$, $157^{\circ}52' W$), Juan Fernandez ($30^{\circ}37' S$, $78^{\circ}52' W$), and Punta Tortuga ($29^{\circ}55' S$, $71^{\circ}22' W$).

Figura 35. Series de tiempo de las temperaturas del mar frente a Costa Rica, Ecuador y el Perú; y presión del nivel del mar en Honolulu ($21^{\circ}19' N$, $157^{\circ}52' W$), Juan Fernández ($33^{\circ}37' S$, $78^{\circ}52' W$) y Punta Tortuga ($29^{\circ}55' S$, $71^{\circ}22' W$).

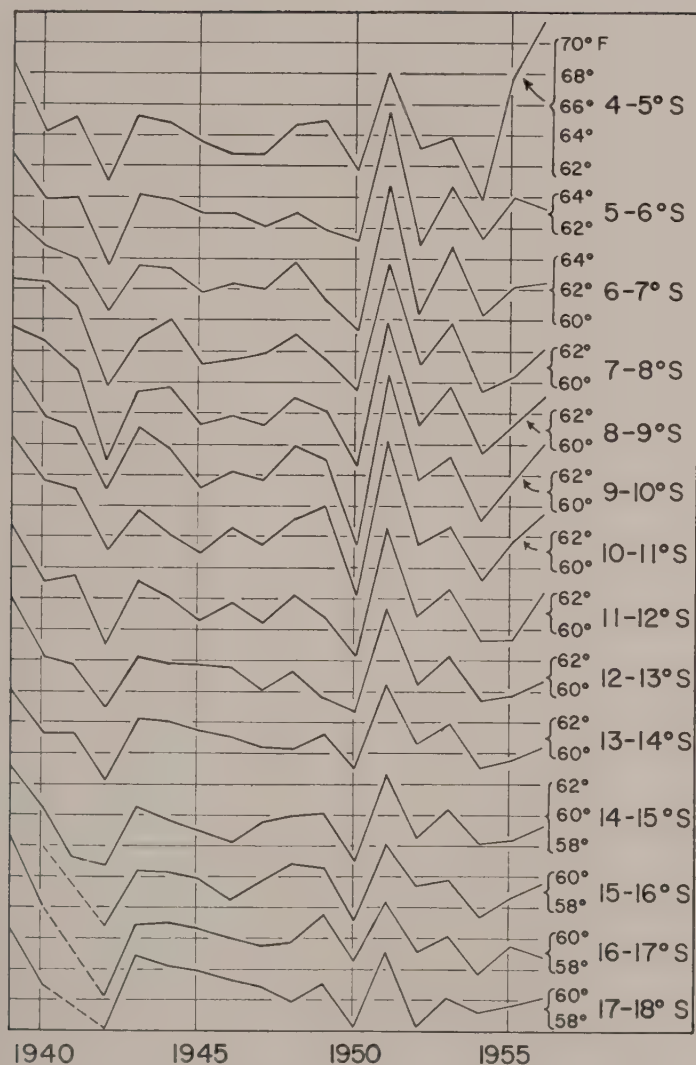


Fig. 36, WINTER
June—July—August

Figure 36. June-August water temperatures near coast of Peru.

Figura 36. Temperaturas del agua cerca de la costa del Perú en junio-agosto.

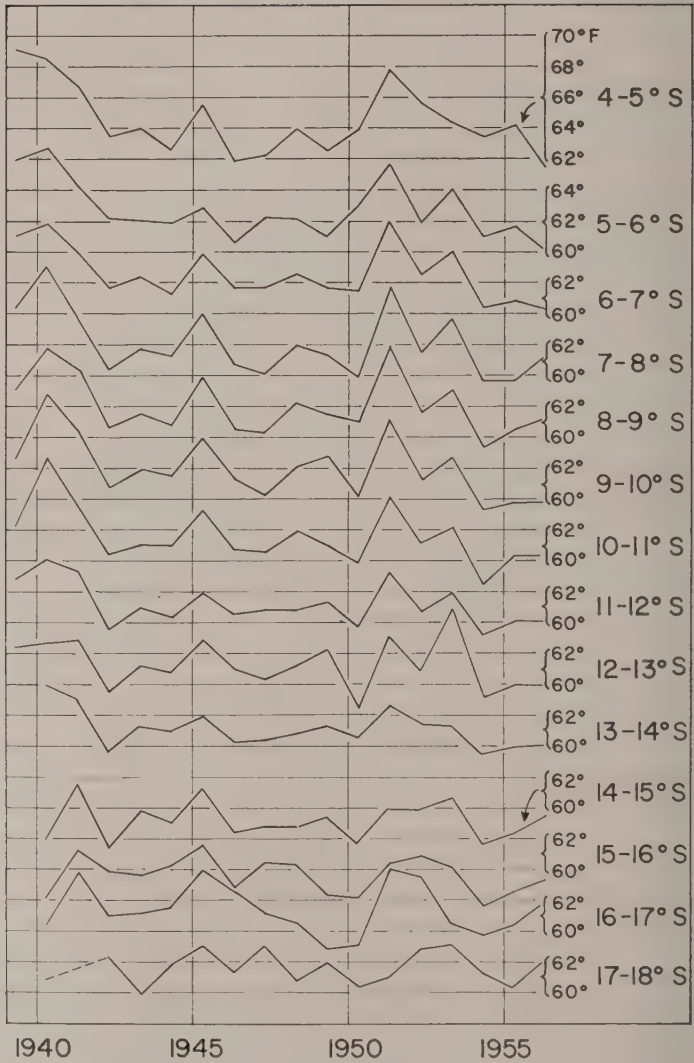


Fig. 37 , SPRING
Sept. - Oct. - Nov.

Figure 37. September-November water temperatures near coast of Peru.

Figura 37. Temperaturas del agua cerca de la costa del Perú en septiembre-noviembre.

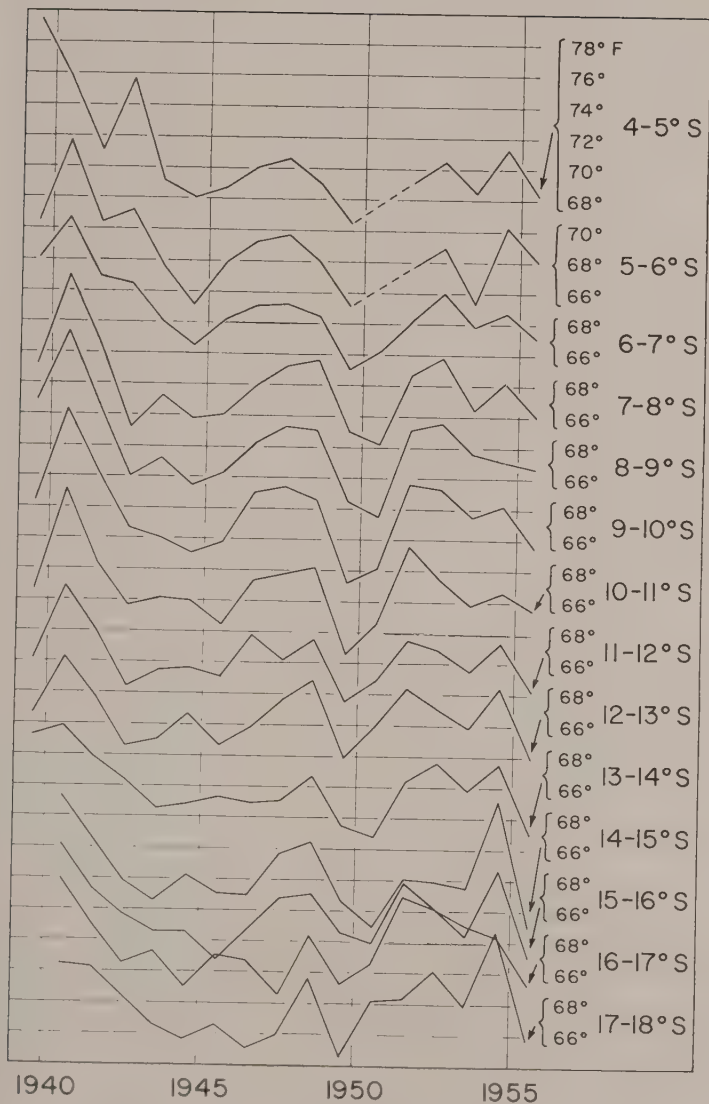


FIG. 38, SUMMER

Dec.-Jan.-Feb.

Figure 38. December-February water temperatures near coast of Peru.

Figura 38. Temperaturas del agua cerca de la costa del Perú en diciembre-febrero.

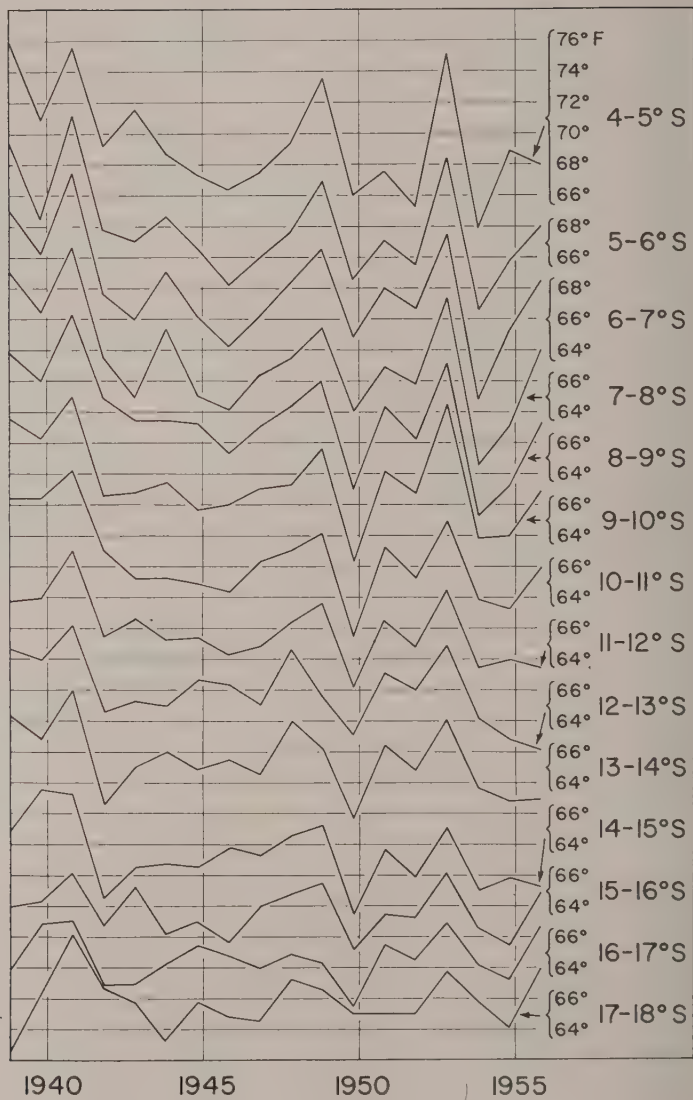


FIG. 39 , FALL
March - April - May

Figure 39. March-May water temperatures near coast of Peru.

Figura 39. Temperatura del agua cerca de la costa del Perú en marzo-mayo.

ESTUDIO DE "EL NIÑO" BASADO EN EL ANALISIS DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO DE 1935-57

por

Jacob Bjerknes

Profesor de Meteorología de la U.C.L.A.

INTRODUCCION

Este estudio da a conocer los resultados de una investigación que, bajo el nombre de Proyecto "El Niño", ha sido efectuada en el Departamento de Meteorología de la Universidad de California, Los Angeles, a solicitud de la Comisión Interamericana del Atún Tropical y con fondos provistos por ésta. En sus primeras etapas, el proyecto fué supervisado por el Profesor M. Neiburger, pero en junio de 1959 fué transferido al Profesor J. Bjerknes, quien de este modo vino a ser el solo autor de este informe final. A los lectores interesados en los conocimientos de fondo de la meteorología marítima del Pacífico Oriental se les recomienda consultar el informe final del Profesor Neiburger intitulado "Subtropical Pacific Meteorology Project". Este informe, sometido a la "Office of Naval Research" en septiembre de 1958 resume los resultados de todos los sondeos meteorológicos efectuados en el mar desde 1949 en el área entre California en el norte y Perú en el sur. Todos los sondeos frente al Ecuador y el Perú fueron hechos por la Expedición "Shellback" durante el mes de julio de 1952. Importante como fué esta primera exploración de la atmósfera sobre el Pacífico Ecuatorial del Este, ni siquiera comenzó a explorar "El Niño" en sí, que se confina a la estación de verano en el sur y, más aún, sólo alcanza proporciones catastróficas en unos pocos años excepcionales.

Desde luego que habría sido muy deseable haber hecho sondeos en el Pacífico Oriental Tropical durante una estación de verano del sur, a pesar de que la oportunidad de dar con las verdaderas condiciones de "El Niño" es pequeña ciertamente. Como se demostrará en este informe, la estructura atmosférica durante un verano de "El Niño" y durante un verano promedio es cualitativamente similar, difiriendo probablemente sólo en la extensión e intensidad de la lluvia del tipo característico de la zona de calmas ecuatoriales que se extiende sobre las aguas cálidas al sur del ecuador.

Este particular fenómeno meteorológico será pronto reportado fotográficamente desde satélites del tipo "Tiros" o (posteriormente) de "Nimbus" que son especiales para reportar el estado del tiempo. Con esta clase de datos a mano puede llegar a ser posible descubrir los primeros movimientos del desarrollo de "El Niño" en el mar, con tiempo suficiente para prevenir sobre este fenómeno a las pesquerías costeras.

La investigación de la cual se informa en el presente trabajo se basa principalmente en un detallado análisis de los patrones estacionales de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Oriental Tropical. Los datos, que tienen su fuente en la navegación comercial, han sido suministrados gracias a la amable cooperación del equipo de oceanógrafos y meteorologistas del "U.S. Fish & Wildlife Service" en Stanford, California, dirigidos por el Dr. Oscar E. Sette. El análisis continuado de los datos en la Universidad de California, Los Angeles, ha estado a cargo del Dr. S. V. Venkateswaran y del Sr. C. Riegel. Otros datos sobre perfiles oceanográficos transecuatoriales al este de las Islas Galápagos han sido suministrados por el Sr. E. B. Bennett, oceanógrafo de la Comisión Interamericana del Atún Tropical, y han demostrado ser de un gran valor para la comprensión de la dinámica del océano envuelta en el cambio estacional del patrón de las aguas de las Corrientes Ecuatorial y del Perú.

RESUMEN

El examen de los extensos registros de que se dispone sobre la presión atmosférica en el Perú muestra que agosto es el mes de la presión máxima y marzo el de la mínima. En consecuencia, las distribuciones de la presión en el Pacífico Oriental correspondientes a los meses citados han sido seleccionadas para ilustrar los extremos de fines del invierno y de fines del verano en la oscilación anual de la circulación atmosférica. El extremo correspondiente a marzo, si llega a sobrepasar apreciablemente la amplitud normal, representa las condiciones de "El Niño". Los patrones de la temperatura de la superficie del océano correspondientes a fines del invierno y fines del verano son estudiados en cuanto a su dependencia sobre la gran escala de distribución del viento. El patrón de marzo muestra algunas características que no pueden aceptarse como causadas solamente por los vientos, particularmente la lengua de aguas cálidas fuera de la zona de afloramiento del Perú en donde todo el año soplan los vientos del SE. Pueden considerarse dos explicaciones alternativas sobre las causas del calentamiento *in situ* y/o la advección de agua cálida: ya sea por la existencia de una hipotética contracorriente surecuatorial o por una intermitente circulación termohalina transecuatorial al este de las Islas Galápagos. A la última alternativa de la advección se le puede dar un soporte observacional definitivo de acuerdo con el cuadrículado de 2 por 2 grados de los mapas de las temperaturas de la superficie del mar del proyecto. Dos perfiles oceánicos transecuatoriales tomados cerca de los 84° W. en noviembre de 1955, con más o menos una semana de diferencia, dan mayor ilustración del proceso dinámico implicado.

El control meteorológico sobre la presentación de "El Niño" debe descansar en la fuerza ligeramente fluctuante de los vientos alisios. La debilidad de los vientos alisios del norte en toda la extensión del océano en una secuencia de años permitiría que un volumen de aguas cálidas

mayor que el normal se juntara en el Pacífico Tropical Oriental al norte del ecuador, aumentando así las oportunidades para una invasión de esas aguas sobre las áreas oceánicas normalmente ocupadas por las aguas de la Corriente del Perú. El debilitamiento de los vientos alisios del sur sobre Sudamérica es un requisito previo para que el agua cálida de la superficie de la circulación transecuatorial se vuelva hacia la costa peruana (por la fuerza de Coriolis) y posiblemente también para una nueva aparición en el verano de la Contracorriente Ecuatorial del Sur que supe aguas cálidas hacia el Perú, según lo demostró G. Schott en relación con el excepcional año de "El Niño" de 1891.

Las estaciones de "El Niño" de 1939-41 y 1957-58 se ajustan al patrón antes descrito, a pesar de que sus anomalías oceanográficas fueron menos extremas que en 1891. Mayor número de anomalías meteorológicas locales pueden haber sido decisivas en "El Niño" de 1925. En aquel año, el impulso inicial puede haberse debido a la frecuencia y fuerza normales de los vientos del NW. de enero a abril observados en Balboa (Zona del Canal) a mediados del decenio 1920-1929. Estos vientos impedirían el flujo de las aguas ecuatoriales con dirección norte a lo largo de la costa de Colombia y dejarían más volumen de estas aguas para la circulación transecuatorial y las consecuentes invasiones de "El Niño."

CAMBIO ESTACIONAL DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA EN EL PACIFICO SUR ORIENTAL

Se dispone del registro de "Clayton World Weather Records III" (1947) de la oscilación estacional de la presión atmosférica en la costa del Perú para los años 1931 a 1940, correspondientes a dos estaciones: Lima ($12^{\circ}4'S.$, $77^{\circ}2'W.$, $H_0 = 128$ m) y Lambayeque ($6^{\circ}42'S.$, $79^{\circ}54'W.$, $H_0 = 16$ m). Ambas estaciones muestran un máximo de presión a fines del invierno del sur, alrededor del mes de agosto, y un minimum definido en el mes de marzo (a fines de marzo para Lambayeque). La amplitud de la oscilación de la presión aumenta de Lambayeque, en donde el cambio de agosto a marzo es -2.2 mb, a Lima en donde es -4.4 mb. Un estudio de este cambio de presión en una escala geográfica más amplia demostrará la conexión del fenómeno de "El Niño" (en marzo) con el cambio mundial en la circulación atmosférica de la cual es una parte.

El mapa de la Figura 1 muestra el cambio de presión de agosto a marzo sobre el Pacífico Oriental y las Américas (con excepción de las estaciones de alto nivel). La baja de presión observada en el Perú es parte de un descenso general de presión que se extiende en forma zonal a través del Pacífico Sur, con mayores valores alrededor de los 20° S. Sobre el Pacífico Sur Oriental, la baja de presión se extiende desde los 35° S. a los 10° N. La oscilación de la presión en la faja ecuatorial está así en concordancia con la de la parte contigua de baja latitud del hemisferio sur. Aparte de esta limitada transgresión de las condiciones del hemisferio sur a través del ecuador, el hemisferio norte exhibe con ampli-

tud una imagen que es reflejo de los cambios simultáneos de la presión del sur. En particular, el alza de la presión de agosto a marzo frente a las costas de México y California corresponde a la baja de presión más o menos igualmente fuerte frente a las costas del Perú y norte de Chile.

El mapa de los cambios de presión en la Figura 1 representa también el cambio de los vientos geostróficos promedio, de agosto a marzo, en el sentido indicado por las flechas. Comenzando en el norte, el mapa muestra el fortalecimiento de los vientos del suroeste, que forman parte de la circulación de la expandiente baja de las Aleutianas y también el fortalecimiento de los vientos alisios del noreste frente a la costa de México; en tanto que al sur del ecuador indica el debilitamiento tanto de los vientos alisios del sureste frente al Perú como de los vientos del oeste frente a la parte central de Chile.

Estos cambios estacionales han de ser vistos en comparación con los mapas de agosto y marzo de los vectores resultantes de los vientos observados en las Figuras 2 y 3, copiados del atlas de "Monthly Meteorological Charts of the Eastern Pacific Ocean" publicado en 1956 por el "Meteorological Office of the Air Ministry in London" (M.O.518). El mapa de agosto muestra el máximo de los vientos alisios, con un promedio de cuatro en la escala de Beaufort, extendiéndose en una zona desde frente a las costas del Perú hasta las Marquesas, mientras que en la misma zona de los vientos alisios en marzo se mantiene casi todo el tiempo bajo cuatro en la escala de Beaufort. El cambio estacional en la fuerza de los vientos alisios es más pronunciado cerca del Perú que más al oeste hacia las Marquesas. De particular interés para juzgar el arrastre del viento integrado en el tiempo sobre el océano frente al Perú es también el hecho de que en los casos de vientos de fuerza siete en la escala de Beaufort, más, éstos exceden de cinco por mes en agosto y con dificultad llegan a uno por mes en marzo.

La zona del máximo de los vientos alisios del sureste se halla alrededor de 200 km. más cerca de la costa del Perú en agosto que en marzo. En ambas estaciones, los vientos cerca de la costa están influidos por el sistema de la brisa del mar y de la tierra y muestran menos del 60 por ciento de constancia en su dirección contra el 80 por ciento o más en la zona en que los vientos alisios alcanzan su máximo fuera del mar.

El mapa del viento de agosto muestra la curva de los vientos alisios del sureste dentro de un monzón del sur o del suroeste al cruzar el ecuador (debido al cambio en el signo de la fuerza de Coriolis). La velocidad y constancia del monzón son mucho menores que las de los vientos alisios del sureste, de donde se origina el monzón. La zona en que los vientos monzones son débiles y cambiantes, cerca del borde de los vientos alisios del noreste, será citada en este estudio como la zona de calmas ecuatoriales. La faja de las lluvias ecuatoriales más fuertes coincide más o menos con las de las calmas ecuatoriales.

LA INFLUENCIA DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA EN LA DISTRIBUCION DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL OCEANO

Las Figuras 4 y 5 muestran la distribución de la presión del nivel del mar en los dos meses (agosto y marzo) que fueron seleccionados para representar los puntos extremos en la oscilación estacional de la circulación atmosférica en el Pacífico Oriental. Las correspondientes distribuciones de la temperatura de la superficie del mar se muestran en las Figuras 6 y 7. En agosto, lo mismo que en marzo, el enfriamiento producido por los vientos y por la corriente impulsada por éstos al este del centro de alta presión se refleja en el curso de las isotermas de la superficie del mar. Pero, como podría esperarse, el desplazamiento de las isotermas hacia el ecuador es mucho más marcado a fines del invierno que a fines del verano. Ambas estaciones muestran el afloramiento de agua fría sobre una zona angosta a lo largo de la costa del Perú. El mapa correspondiente a marzo muestra el mismo fenómeno en la costa de la parte central de Chile. Más aún, el patrón de la temperatura del mar en este mes parece sugerir la existencia de una corriente fría que se desprende de la Corriente del Perú con dirección oeste-noroeste frente a la costa chilena en los 25° S., mientras que una lengua de agua cálida permanece entre dicha corriente y las aguas peruanas de afloramiento (ver las flechas en la Figura 7).

Las mismas características son aún más claras en la Figura 8 en donde se indica gráficamente el cambio de la temperatura del mar de agosto a marzo. A lo largo del eje de la hipotética corriente fría aparece una zona de mínima amplitud estacional, y a lo largo de la lengua de agua cálida en la Figura 7 la amplitud alcanza el valor muy alto de 12° F. La Figura 8 debería aumentar nuestra fe en que estas características oceanográficas del Pacífico Sur que todavía no han sido debidamente exploradas permiten el establecimiento de analogías significativas con el Pacífico Norte.

El Pacífico Norte tiene una zona de cambio estacional máximo de la temperatura de superficie que se extiende desde el extremo meridional de Baja California, con dirección oeste-suroeste, hasta los 10° N., y una zona paralela de cambio estacional mínimo la cual se conecta con las aguas de afloramiento de California. Estas dos características son, por lo menos de modo formal, imágenes reflejas de la zona de cambio estacional máximo de los 20° S. hacia el noroeste hasta el ecuador, y de la zona paralela de cambio estacional mínimo de los 30° S. cerca de Chile. La línea de simetría de este reflejo es, estrictamente hablando, no el ecuador geográfico sino el ecuador meteorológico que coincide más o menos con la línea cero del cambio estacional de temperatura.

Continuando un poco más sobre el tema del reflejo de imágenes, encontramos que el afloramiento costero del centro de Chile es análogo al afloramiento de California; ambos constituyen fenómenos del verano

y contribuyen a un descenso de la amplitud estacional de la temperatura de superficie. El afloramiento costero peruano, que alcanza su intensidad máxima en el invierno, no encuentra un reflejo exacto por la falta de analogía de la orientación de las líneas costeras en latitudes bajas. (En el hemisferio norte, una analogía más cercana a la de las aguas peruanas se encuentra en el Atlántico en el extremo sur de la zona africana de afloramiento, en donde los vientos alisios del noreste son paralelos a la costa y alcanza su máxima fuerza en el invierno).

Para un completo entendimiento del fenómeno de "El Niño", es esencial conocer el origen del agua cálida de superficie en el verano, fuera de la zona peruana de afloramiento. La Figura 7 sugiere que a fines del verano una rama de una contracorriente surecuatorial puede tal vez encontrar su camino hacia el Perú y virar con dirección al sureste fuera de las aguas de afloramiento. En esa estación, agua de 80° F. se encuentra al sur de las Islas Galápagos y puede en parte deber su calentamiento a la advección de una contracorriente surecuatorial desde el depósito más al oeste con aguas todavía más calientes. Al sur del ecuador, en longitudes al oeste de las Islas Galápagos, hay evidencia de flujo geostrófico con dirección este (Austin, 1960 I y II). El perfil de "Hugh M. Smith" en los 112°-113° W. en noviembre de 1955 muestra el flujo geostrófico con dirección este entre el ecuador y los 4° S., pero la contracorriente a ese estado no tenía un alcance suficiente como para subir la temperatura más arriba de 70° F. La misma corriente, de persistir hasta avanzado el verano en el hemisferio sur, desde luego que aportaría aguas más calientes hacia el área al sur de las Galápagos.

La misma ondulación de la termoclina, que en noviembre marca el límite sur del flujo geostrófico hacia el este, se encontró en dos perfiles transecuatoriales de la "Shellback" en los 4° S. y 113° W. y en los 4° S. y 96° W., ambos de junio de 1952 (Wooster y Cromwell, 1958). Sin embargo, en aquella estación los vientos alisios del sur son en realidad demasiado fuertes y persistentes como para que se produzca un flujo de aguas de superficie con dirección este.

Las indicaciones geostróficas antes mencionadas sobre un ensanchamiento de la Corriente de Cromwell hasta un límite sur cerca de los 4° S., observadas a diversas longitudes al este de los 113° W., hacen comprensible la aparición del flujo superficial con dirección este en ocasiones en que el viento del este es débil o desaparece. Schott (1931) registra una deriva "ocasional" de superficie desde el oeste, al sur del ecuador y al oeste de las Galápagos, en su mapa de las corrientes oceánicas correspondiente al período febrero-marzo de años normales. Pero en su mapa del excepcional mes de marzo del año 1891, las condiciones son realmente extremas. La Corriente de Cromwell se ve que emerge a la superficie con dirección al oeste de las Galápagos, entre los 3° S. y 1° N., pasa a través y al sur del archipiélago y continúa hacia Sudamérica como una corriente de superficie que cubre un ancho desde cerca del ecuador hasta los 4° S.

Esta corriente cálida de superficie proveniente del oeste también causó anomalías en la atmósfera. Las Islas Galápagos, rodeadas de aguas ecuatoriales, recibieron fuerte lluvia del tipo del de la zona de las calmas ecuatoriales. Estas zonas que, como su nombre lo indica, se caracterizan por calmas y por suaves vientos variables, fueron observadas muy al sur del ecuador entre las Galápagos y el continente, de modo que el arrastre del viento integrado en el tiempo no fué obstáculo para la corriente cálida del oeste. Dentro de los vientos alisios del SE., entre los 7° S. y 10° S. y los 81° hasta los 83° W., algunos barcos no registraron corriente alguna, lo que indica que la corriente anómala con dirección este dobló allí hacia el sureste, paralela a la costa del Perú, cuando estaba a punto de convertirse en una subcorriente. Se registró lluvia en la misma región a la altura de los 7° S. y 83° W., indicando una intensidad tal de calentamiento del aire producido por el océano, como normalmente sólo ocurre cuando los vientos alisios, como un monzón, cruzan el ecuador.

Las aguas de afloramiento, presentes normalmente a lo largo de la costa del Perú, fueron cubiertas por el agua cálida de "El Niño" desde el oeste hasta tan al sur como el Callao (12° S.) en donde la temperatura del agua alcanzó cerca de 80° F.

Esta condensada historia de "El Niño" de 1891, tomada de Schott (1931), podría difícilmente ponerse en duda, ya que está basada en un técnico análisis crítico de los archivos sobre observaciones de la "Deutsche Seewarte" complementadas y confirmadas por informes de la costa (incluyendo las investigaciones de Eguiguren de 1894 sobre la lluvia catastrófica de 1891). La anomalía meteorológica responsable de la anteriormente descrita anomalía oceanográfica debe de ser un debilitamiento general de los vientos alisios en el océano, a tal extremo que la Subcorriente de Cromwell puede aparecer también en la superficie. Solamente cuando ocurre tan rara anomalía se concibe que una ola de fuerte calor, que invade la atmósfera al sur del ecuador, pueda extender la zona de calmas ecuatoriales con dirección sur. El inherente debilitamiento o eliminación de los vientos alisios del sur cerca del ecuador permitiría entonces que la corriente oceánica anormalmente cálida persista por una estación completa de fines de verano.

La idea de Schott de la aparición durante parte del tiempo de una corriente cálida con dirección este, tanto al oeste como al este de las Galápagos, ha reaparecido recientemente en la literatura oceanográfica. J. Knauss (1960), en su estudio referente a las mediciones de la Corriente de Cromwell, dedica parte de su exposición final a la cuestión de que si la corriente puede ser a veces de superficie. Aún más, cualquier modelo dinámico de movimiento del agua que tenga lugar en el ecuador bajo la influencia de un gradiente con presión hacia el este y de un impulso del viento con dirección oeste (Arthur, 1960; Charney, 1960; Veronis, 1960, etc.), debe mostrar un movimiento hacia el este no solamente en la profundidad sino también en la superficie cuando la fuerza del viento disminuye debajo de un valor crítico. Más adelante (Figura 34) mostrare-

mos indicaciones de que ese debilitamiento de los vientos alisios del Pacífico puede haber ocurrido en 1891 con una intensidad jamás igualada después.

A pesar de que "El Niño" es un fenómeno del hemisferio sur tendremos que referirnos a menudo a la oceanografía de la capa superficial del mar en el hemisferio norte. En consecuencia, las Figuras 9 y 10 muestran mapas de la deriva promedio de superficie de la región nor-eccuatorial del Pacífico Oriental en los dos meses extremos, agosto y marzo (tomado de Cromwell y Bennett, 1959).

La Contracorriente Ecuatorial que se mueve hacia el este en el hemisferio norte es visible todo el año en la superficie, pero es un fenómeno de mucho más extensión y prominencia a fines del verano del norte que a fines del invierno en el mismo hemisferio. La parte de la contracorriente que muestra el mapa de agosto (Figura 9) ocupa toda la faja de los 4° N. a los 9° N. situada bajo los vientos suaves del monzón del sur (Figura 2). Sin embargo, a fines del invierno, la mayor parte de esta misma faja se encuentra bajo la influencia del arrastre de los vientos alisios del noreste (Figura 3) que elimina todo el flujo este en la superficie, al oeste de los 93° W. Al este de esta longitud, los vientos alisios son más débiles localmente a sotavento de la América Central, y permite que se mantenga el flujo de superficie con dirección este (Figura 10).

El agua cálida al norte del ecuador participa así en el mes de agosto en el flujo zonal de superficie hacia el oeste cerca del ecuador y hacia el este entre los 4° N. y 9° N., mientras que, en marzo, el flujo de superficie gira alrededor de un centro anticiclónico cerca de los 5° N., 87° W. El centro anticiclónico coincide también con una depresión de la termoclina de más de 50 m. de profundidad (Cromwell, 1958). La correspondiente característica de la termoclina en agosto es una concavidad zonal cerca de los 4° N., o sea en el mismo lugar en que el campo del movimiento en la superficie muestra la fricción anticiclónica entre el flujo hacia el oeste y el flujo hacia el este.

El agua cálida de la región ecuatorial del hemisferio norte colinda con el agua fría de la Corriente del Perú, un poco al norte del ecuador en promedio. En el invierno del sur, la Corriente del Perú atraviesa el ecuador entre la costa y los 84° W., como se ve en la Figura 9. Lo mismo ocurre durante cualquier mes de marzo normal, aunque en escala menor. La mayor parte del agua de superficie que llega a las Islas Galápagos en el invierno del sur debe de tener su origen en la Corriente del Perú; pero hacia fines del invierno, lenguas de agua cálida procedentes del norte comienzan a inundar la corriente fría al este de las Galápagos, continuando este fenómeno en una escala expansiva durante el verano del sur. Dicho fenómeno, que será ilustrado con los mapas de temperatura del mar en el próximo capítulo, es también un factor de importancia para la presencia de agua de "El Niño" fuera de las frías aguas costaneras del Perú.

MAPAS ESTACIONALES DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE DEL PACIFIC ORIENTAL CORRESPONDIENTES AL PERIODO 1935-57

La parte del Océano Pacífico Oriental Tropical que ha sido objeto de investigación tiene un buen registro de mediciones de la temperatura de superficie a lo largo de las rutas de los barcos comerciales desde Panamá hasta Costa Rica; el registro es menos completo a lo largo de las costas de Colombia, Ecuador y Perú, y aún mucho más pobre con respecto al mar abierto, particularmente al sur del ecuador. A fin de establecer una razonable y digna de confianza distribución general por áreas de la temperatura de superficie para el período 1935-57, fué necesario agrupar los datos dentro de cada una de las cuatro estaciones. Aún así, los totales de las mediciones correspondientes a cada estación graficadas en las Figuras 11-14) se mantienen bastante bajos en muchos de los cuadrados de dos grados sobre el mar abierto. Los años, individualmente, están también representados en forma dispareja, habiendo quedado los del período 1940-46 casi desprovistos de datos en muchos lugares. Por esta razón no se puede dar igual valor a cada año. Los promedios graficados son simplemente la media aritmética de todas las mediciones individuales durante el período 1935-57, correspondiente a cada estación dentro de cada cuadrado.

A pesar de estos defectos obvios, los mapas presentados en las Figuras 11-14 parecen dar un cuadro coherente de algunas nuevas características en la distribución de la temperatura que no pueden verse en los atlas estándar de la "Hydrographic Office, Washington, D.C.", y de la "Meteorological Office, London".

Comenzando con el invierno del sur, junio-julio-agosto (Figura 11), vemos el agua fría peruana conectarse con el agua fría ecuatorial en las Islas Galápagos. Aguas ligeramente tibias son halladas al sur y al suroeste de las islas, y aguas mucho más cálidas se encuentran al norte del ecuador. La primavera del sur, septiembre-octubre-noviembre (Figura 12), muestra esencialmente el mismo cuadro, pero el área de aguas frías presenta una temperatura aún más baja con diferencia de varios grados. El grupo de isoterma muy cercanas entre sí, a lo largo del ecuador, muestra los débiles comienzos de una invasión de agua cálida en los 87° W. Esta invasión de agua cálida procedente del hemisferio norte se extiende hacia el sur, como puede apreciarse en el siguiente mapa (Figura 13) que corresponde al período diciembre-enero-febrero, separando por completo los regímenes de agua fría del Perú y de las Galápagos. La estación siguiente, marzo-abril-mayo (Figura 14), presenta lo que probablemente es una deriva con dirección oeste del agua cálida que invade la región al sur de las Galápagos. Simultáneamente gana en anchura el agua fría peruana.

La invasión de agua cálida del hemisferio norte al hemisferio sur, sustantamente al este de las Islas Galápagos, es la principal característica nueva de nuestros mapas, que no mostraban los mapas de los atlas

anteriores. Para proporcionar un adicional registro descriptivo de ese fenómeno, se han preparado los mapas de las Figuras 15-18 con los cambios de temperatura de una estación a otra.

El cambio del período junio-julio-agosto al período septiembre-octubre-noviembre (Figura 15) es negativo en cualquier parte de la faja ecuatorial, excepto en el cuadrado de dos grados entre el 1° S. y los 87° W., en donde acaba de comenzar la invasión de agua cálida desde el norte. El cambio del período septiembre-octubre-noviembre al período diciembre-enero-febrero (Figura 16) en el hemisferio sur es positivo en todas partes, pero no tan geográficamente uniforme como habría sido por el solo proceso de calentamiento *in situ*. El alza máxima de temperatura que alcanzó 11° F. frente al norte del Perú a la altura de los 5° S. indica probablemente un efecto más de la advección de agua cálida, con procedencia presumiblemente de la invasión transecuatorial. Otro calentamiento máximo de 8° F. es observado al suroeste de las Galápagos, debido posiblemente a lo que puede ser considerado como una aparición de verano de una contracorriente surecuatorial. El lugar del alza máxima de temperatura en los 3° S. concuerda con la anchura observada, 0°-4° S., de una subcorriente geostrófica con dirección este mencionada al final del capítulo precedente. También coincide con la supuesta debilidad de los vientos alisios en el tiempo del verano, lo que permite el flujo de superficie con dirección este durante un corto período.

El calentamiento que se muestra en la Figura 16, al sur de los 10° S., debe suponerse que en gran parte ha sido producido *in situ* (a menos que en un futuro crucero de investigación aparezcan datos que hagan suponer la existencia de otra rama de una contracorriente surecuatorial). El alza de temperatura en la costa peruana habría sido mucho menor de no haber sido por el intercambio lateral de calor con el agua más cálida del mar. El alza poco pronunciada de la temperatura costanera, +2.7° F., en los 17° S., es probable que se deba a tal intercambio en proporción comparativamente menor y tal vez a un afloramiento más intensivo que en cualquier otra parte.

El cambio de temperatura en el hemisferio sur durante el período diciembre-enero-febrero a marzo-abril-mayo, según puede verse en el mapa de la Figura 17, es todavía predominantemente positivo, pero se observan cambios negativos en donde se ensancha la Corriente del Perú (frente al norte y sur del Perú, pero no frente a la parte central de la línea costanera). Los cambios de temperatura consistentemente positivos, al sur y al oeste de las Galápagos, podrían ser el resultado del comienzo de una deriva con dirección oeste de la masa de agua cálida del hemisferio norte que cruzó el ecuador al este de las Galápagos durante la primavera y el verano del sur. En la parte occidental también puede participar en este cuadro alguna advección de aguas cálidas provenientes del oeste, y en toda el área de las Galápagos influye también el calentamiento *in situ* en los períodos en que los vientos alisios son débiles.

Finalmente, el mapa del período marzo-abril-mayo a junio-julio-agosto (Figura 18) muestra el estado del más rápido enfriamiento en el hemisferio sur bajo la influencia de los fortalecidos vientos alisios del S.E. enfriados por el invierno. El enfriamiento, desde luego, es particularmente intenso en donde ha tenido lugar el precedente calentamiento por convección.

En el anterior análisis de los patrones estacionales de la temperatura de la superficie del mar fuera de la zona de afloramiento en el Perú, las posibilidades existentes del influjo de agua cálida han sido mencionadas a la par. La mejor documentada de ambas parece ser el influjo del norte que comienza en los 87° W. alrededor de agosto o septiembre que llega a una invasión que se ensancha en las estaciones siguientes de primavera y verano del hemisferio sur. El otro influjo, producido por una hipotética contracorriente surecuatorial entre el ecuador y los 4° S., no tiene firmeza en nuestro análisis debido a la escasez de datos sobre temperaturas al sur y al suroeste de las Islas Galápagos. Los vientos alisios probablemente bloquean el movimiento de ese influjo de agua cálida durante la mayor parte del año, pero existe una posibilidad de que durante un breve período a mediados y fines del verano del hemisferio sur los vientos alisios se amortigüen lo suficiente como para dar acceso al agua cálida del oeste.

Conforme la investigación oceanográfica de la región objeto de nuestro estudio se haga más completa, será posible identificar el origen del agua cálida por su salinidad. El agua cálida procedente del norte del ecuador tiene una salinidad baja causada por la lluvia de la zona de calmas ecuatoriales durante el curso del año, mientras que el agua cálida del hemisferio sur sigue una larga trayectoria mucho menos afectada por la lluvia. Esta investigación, por medio de un computador de la salinidad, ha sido llevada a cabo por científicos del Consejo de Investigaciones Hidrobiológicas a bordo del barco de la flota peruana "Bondy", durante el período de "El Niño" del 24 de febrero al 9 de marzo de 1958 (ver Wooster, 1960). La salinidad de la superficie del océano, medida al norte de los 7° S., se encontró que era tan baja que podía inferirse una mezcla con el agua de baja salinidad procedente de la faja de lluvias de la zona de calmas ecuatoriales al norte del ecuador. Al sur de los 7° S., el origen del agua cálida que llega cerca de la costa puede haber sido en las cercanías de la lengua de aguas calientes fuera de la zona de afloramiento. También Posner (1957) encontró baja salinidad en las aguas de superficie de "El Niño" que avanzaban hacia el sur a lo largo de la costa norte del Perú en marzo y abril de 1953.

Una característica de especial interés que puede apreciarse en la parte norte de los mapas de la temperatura del mar es el enfriamiento de septiembre-octubre-noviembre a diciembre-enero-febrero (Figura 16) en el Golfo de Panamá, en donde el aumento de los vientos del norte produce afloramiento. El enfriamiento causado por los vientos del norte, al sur de la pequeña zona costanera de afloramiento, se extiende casi hasta

el ecuador, mientras que, al mismo tiempo, en las mismas latitudes más al oeste, se opera un calentamiento sistemático. El enfriamiento de esta última área, entre las Galápagos y Costa Rica, tiene lugar en la estación opuesta, de marzo-abril-mayo a junio-julio-agosto (Figura 18), con advenimiento del monzón frío desde el hemisferio sur.

**COMPARACION DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE
DEL MAR PROMEDIADAS POR ESTACIONES, DE 1935-57,
CON LOS CORRESPONDIENTES PROMEDIOS ESTACIONALES
DEL "WORLD ATLAS OF SEA TEMPERATURES"
DE LA "HYDROGRAPHIC OFFICE" ***

Hablaremos sobre un aumento (o descenso) de temperaturas en la época en que las temperaturas del mar en nuestra compilación son más altas (o más bajas) que las del Atlas de la "Hydrographic Office". En parte, tal "aumento" o "descenso" puede ser debido, desde luego, a registros insuficientes en una o en las dos compilaciones, pero la coherencia de los patrones geográficos de los cambios a que nos referiremos más adelante puede indicar la existencia de tendencias reales de calentamiento y enfriamiento.

El invierno del sur (Figura 19) muestra un descenso de temperaturas en la zona ecuatorial de las Galápagos hacia el oeste, lo mismo que en casi todas las localidades a lo largo de la costa sudamericana, desde el ecuador hasta los 18° S. La parte restante del área investigada muestra un aumento de temperatura y, en una forma más intensa, en las latitudes cerca de los 10° S.

La primavera del sur (Figura 20) muestra esencialmente las mismas zonas con tendencias a enfriamiento: la faja ecuatorial al oeste de las Galápagos y la costa peruana. El enfriamiento ha sido más general y más fuerte que en los meses de invierno. Un aumento en la temperatura todavía prevalece fuera de la zona peruana de afloramiento al sur de los 5° S.

El verano del sur (Figura 21) muestra un enfriamiento moderado de las aguas ecuatoriales de afloramiento. Mientras el enfriamiento en la costa se limita a una franja angosta frente al norte del Perú, se extiende dentro de un área más ancha alrededor de los 15° S con indicación de bajas de temperatura de 4° F. cerca de la costa. El aumento de temperatura es intenso fuera del área de afloramiento al norte del Perú, indicando que la invasión estacional de agua cálida del hemisferio sur al este de las Galápagos puede haberse vuelto más pronunciada después de 1935. Ese cambio, de ser real, no ha producido sin embargo un promedio más alto de la temperatura de verano en la costa del Perú.

El otoño del sur (Figura 22) mantiene las mismas características de enfriamiento costanero en aguas ecuatoriales y peruanas, mientras que

*Publicación No. 225 (1944).

calentamiento predomina en mar abierto a la altura del norte del Perú. En las aguas costaneras frente a Ecuador y Colombia, en las que el alza de temperatura predomina en una base anual, la mayor tendencia de calentamiento se manifiesta en la época de marzo a mayo.

Resumiendo, los mapas muestran considerable similitud de una estación a otra en las localidades en las que la temperatura puede marcar tendencias. Consecuentemente, el mapa que presenta las tendencias de temperatura, correspondiente a la temperatura promedio anual de la superficie del mar (Figura 23), refleja lo que fué encontrado estacionalmente: un descenso de temperatura en las zonas de afloramiento al oeste de las Galápagos y a lo largo de la costa peruana, y un alza en el océano abierto al sur del Ecuador. La faja al norte del Ecuador, de donde parece que se desprende la contribución de agua cálida, también se calentó un poco.

COMPARACION DE LOS MAPAS DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR EN UNA TEMPORADA DE "EL NIÑO" CON LOS DE AÑOS NORMALES

Dentro de nuestro período de investigación (1935-57) hubo una frecuencia de veranos con las condiciones de "El Niño" a lo largo de la costa del Perú, principalmente en 1938-39, 1939-40 y 1940-41. Las dos últimas de estas tres épocas de "El Niño" presentan una distribución por áreas muy pobre de las temperaturas del mar en el océano abierto debido a las restricciones de la navegación en el tiempo de la guerra. La época 1938-39 tiene también muy pocas mediciones que permitan una buena consideración de los valores, pero no obstante se ha hecho un intento de análisis en las Figuras 24-26. Hemos acudido a los mapas de los promedios estacionales (Figuras 11-14) cuando los datos correspondientes al período 1938-39 aparecían demasiado erráticos.

La primavera del sur en 1938 (Figura 24) mostró la lengua de agua fría que se extiende en la forma usual desde la costa norte del Perú hacia las Islas Galápagos. La máxima agrupación de isotermas al norte de esa lengua de aguas frías se ve en esta ocasión en los 89° W., en donde aparentemente la invasión transecuatorial de agua cálida está lista para empezar.

El verano del sur correspondiente al período 1938-39 (Figura 25) muestra que la resultante lengua de agua cálida está en la superficie cruzando el Ecuador en los 87° W. y se extiende sobre un área bastante amplia (si podemos confiar en las pocas y dispersas mediciones de temperatura de que se dispone). La temperatura máxima en los 5° S. y los 85° W. es alrededor de 2° F. más alta que la del agua que atraviesa el Ecuador, lo que no es sorprendente a causa de una capa caliente de poca profundidad que se mueve en la superficie y captura el calor radiativo incidente sin transmitir mucho del mismo hacia abajo por flujo turbulento.

El otoño del sur en 1939 lleva la lengua de agua cálida hasta su más cercana aproximación a la línea costanera (Figura 26). Las temperaturas

tomadas cerca del norte Perú, entre los 4° y 5° S. (Figura 39) dieron un promedio de 75.9° F., un valor que no ha sido igualado en ninguna época posterior, excepto en el reciente "El Niño" de 1958. Las temperaturas del agua más al sur, a lo largo de la ruta costera de los barcos, también subieron varios grados sobre su promedio a largo tiempo, pero las mediciones correspondientes al otoño de 1941 demostraron ser todavía más altas.

Las temperaturas del agua de las estaciones del verano y otoño del sur correspondientes a los años 1935-36, 1936-37 y 1937-38 han sido promediadas en las Figuras 27 y 28 para establecer una comparación con los mapas de "El Niño" a que se hizo referencia anteriormente. También en estos años fríos, la lengua de aguas cálidas que atraviesa el ecuador en los 87° W. aparece en el mapa correspondiente al período diciembre-enero-febrero (Figura 27), muy similar a la que se observa en el promedio a largo tiempo de aquella estación (Figura 13), pero es algo más angosta y menos caliente. Si se establece la comparación con el mapa de "El Niño" del verano del sur (Figura 25) la diferencia es desde luego mayor, tanto en la anchura como en la temperatura máxima de la lengua de aguas cálidas.

Pero la mayor diferencia entre un año de "El Niño" y un año frío se muestra en la estación marzo-abril-mayo. En el promedio del período 1936-38 (Figura 28) la masa cálida desprendida de la lengua de aguas calientes toma la dirección oeste, mientras que en 1939 (Figura 26) llega al punto más cercano de la costa durante el otoño del sur.

CIRCULACION TERMOHALINA TRANSECUATORIAL

La descripción precedente sobre el patrón de las temperaturas de la superficie del mar de una estación a otra y entre los años fríos y los años de "El Niño" apunta la existencia de una circulación termohalina que intercambia el agua a través del ecuador. Se ha encontrado una más amplia información sobre ese fenómeno gracias al Sr. E. B. Bennett, oceanógrafo de la Comisión Interamericana del Atún Tropical, quien ha preparado amablemente la presentación descriptiva de los datos de los dos cruceros cuyos itinerarios aparecen en la Figura 29. Los dos perfiles del océano presentados en las Figuras 30 y 31 cruzan el ecuador casi en el mismo lugar, cerca de los 84° W. Los sondeos en la parte cercana al ecuador fueron hechos por el "Baird" el 15 y 16 de noviembre y por el "Horizon" el 22 del mismo mes y año, 1955.

Al momento inicial, representado por el perfil del "Baird" (Figura 30), la discontinuidad de temperatura que separa las aguas ecuatoriales y las de la Corriente del Perú se puede ver entre el ecuador y el 1° S. En esa corta distancia, la temperatura de la superficie cambia alrededor de 4.3° C. La salinidad aumenta en 0.82 o/oo del lado caliente al lado frío a través de la misma zona limítrofe, contribuyendo también así al contraste horizontal de la anomalía termostérica. Debajo de la termoclina, que está localizada a 45 m. de profundidad, las gradientes horizontales de

temperatura, salinidad y anomalía termostérica están en sentido contrario, pero menos pronunciadas.

Las curvas que en la Figura 32 representan el gradiente de la presión horizontal como una función de profundidad han sido obtenidas bajo la suposición de que el gradiente de la presión es cero a 350 m. y 400 m. de profundidad, respectivamente. El gradiente de la presión promediado entre el ecuador y el 1° S., según los datos del "Baird", se mantiene cerca de cero hasta los 150 m.; luego aumenta hasta su máximo valor cerca del norte en la termoclina a 45 m. y regresa hasta el valor máximo justo en la superficie del océano.

También en la curva del "Baird", válida entre el ecuador y el 1° N., la dependencia del gradiente de la presión horizontal sobre la profundidad es esencialmente la misma, aunque presenta extremos menores. De todos modos, podemos asumir con seguridad que exactamente en el ecuador debe existir también en la superficie una fuerza por presión de gradiente dirigida hacia el sur, y una fuerza opuesta, también por presión de gradiente, en la termoclina, teniendo ambas fuerzas intensidades intermedias entre las computadas al norte y al sur del ecuador.

Dado tal campo de fuerza en el ecuador, tiene que desarrollarse una circulación transecuatorial. En su parte inferior izquierda, la Figura 32 contiene una escala de los componentes de la velocidad horizontal de esa circulación, alcanzada por descanso después de un período de 10^5 segundos de aceleración constante por la fuerza de presión del gradiente. El mayor valor, una velocidad de 50 cm. sec^{-1} hacia el sur en la superficie, resultaría en el perfil del "Baird" entre el ecuador y el 1° S., mientras que en el propio ecuador podría esperarse una velocidad algo menor. En ambos lugares, un ligero arrastre del viento producido por el monzón (2-3 en la escala de Beaufort, en promedio) cortaría la velocidad hacia el sur que en el diagrama se ha computado sin relación a la fricción.

Los datos del "Horizon" (Figura 31) demuestran que el flujo de la superficie hacia el sur debe de haber continuado durante la semana, desde que el perfil del "Baird" fué hecho. El conjunto de isotermas, inicialmente agrupadas entre el ecuador y el 1° S., ha sido barrido hacia el sur a esta latitud en donde desafortunadamente termina el perfil del "Horizon". Más aún, de acuerdo con la Figura 32, la circulación transecuatorial entre el 1° N. y el 1° S. opera en el mismo sentido que antes y con un aumentado flujo en su volumen. En particular, la subcorriente con dirección norte parece haber ganado en volumen.

Fuera de la franja ecuatorial, limitada aproximadamente por el 1° N. y el 1° S., un razonamiento geostrófico ordinario debe de ser reasumido. Consecuentemente, la estructura baroclínica en las Figuras 30 y 31, del 1° N. a los 4° N., es una señal de la existencia de un flujo profundo con dirección oeste, y la baroclinicidad en el mismo sentido en el perfil del "Baird" entre el 1° S. y los 2° S. indica que debe de haber un flujo geostrófico con dirección este. Resumiendo, entonces, el flujo cálido de

superficie de la circulación termohalina está alimentado por la Corriente Ecuatorial del este, al norte del 1° N., la que deja al sur del 1° S., dirigiéndose luego hacia la América del Sur. Esto, entre paréntesis, también concuerda con la regla de conservación de absoluta vorticidad que predice la relativa vorticidad anticiclónica de los elementos del agua que han cruzado el ecuador, contando, desde luego, con que la vorticidad de la fuerza del viento no actúe con mucha intensidad en el sentido opuesto.

El verdadero movimiento del agua al sur del ecuador en el perfil de "Baird" debe de haber sido bastante complicado. Al sur del antes mencionado flujo geostrófico con dirección este, entre los 2° S. y 3° S., se encuentra un campo de fuerza del flujo geostrófico con dirección oeste y, de los 3° S. a los 4° S., nuevamente un arreglo dinámico para un flujo hacia el este. Este último movimiento hacia el este podría ser, tal vez, un efecto posterior de una anterior erupción de una circulación trans-ecuatorial.

La Figura 33 resume la distribución de la temperatura, salinidad y anomalía termostérica en la superficie, con más detalle del que pueden mostrar las Figuras 30 y 31. La salinidad se indica en escala invertida de modo que los tres elementos están representados por curvas que se levantan hacia el norte, en donde el agua es más caliente, menos salina y posee el mayor volumen específico. El perfil inicial presenta en el punto de inflexión cerca de los 0.5° S. un máximo del gradiente termostérico horizontal de alrededor de $250 \times 10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ gr}^{-1}$ por grado de latitud. El perfil final presenta un gradiente termostérico uniforme de cerca de $75 \times 10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ gr}^{-1}$ por grado de latitud, extendido desde los 2° N. hasta los $2^{\circ}45'$ S. De allí que la producción inicial de energía potencial de agua ligera y pesada, a la par, ha conducido a una revolución termohalina parcial con adquisición de energía kinética (parte de la cual ha sido disipada por el arrastre del viento).

La circulación termohalina transecuatorial de esta clase, ilustrada en los perfiles del "Baird" y del "Horizon", encuentra condiciones para su desarrollo y crecimiento en donde una zona de concentración de solenoides isobáricos-isotéricos coincide con el ecuador o lo cruza oblicuamente. Otros ejemplos del período julio-agosto de 1952 de concentraciones isotérmicas en la superficie del océano cerca del ecuador pueden verse en los perfiles de la expedición "Shellback" en los 85° W. y los 89° W. (Wooster y Cromwell, 1958). En los 85° W., el máximo gradiente de la temperatura horizontal está centralizado entre los grados 1 y 2 S., y en los 89° W. la característica correspondiente está más extendida entre 0° y los 3° N. La línea del frente oceánico documentada por las concentraciones de isotermas cruzaría de este modo el ecuador entre los 85° y 89° W., es decir, cerca de los 87° W., en donde nuestros mapas muestran la primera invasión de agua cálida procedente del norte en agosto o septiembre.

La mejor estación para el mecanismo termohalino en el ecuador

identemente es la del invierno y la primavera del sur (Figuras 11 y 12), cuando la Corriente del Perú alcanza su máximo enfriamiento. El monzón del sur a través del ecuador en esa parte del año decididamente impide el crecimiento de tal circulación, pero en agosto o septiembre el tiempo termohalino de solenoides aparentemente ha tomado fuerza bastante para producir la primera invasión suficientemente grande como para hacerse visible en los 87° W. en el mapa que muestra las diferencias de temperatura entre una estación a otra (Figura 15). La "invasión" probablemente debería ser contemplada como el resultado estadístico de muchas circulaciones termohalinas individuales que se independizan al principio dentro de una estrecha sección del frente y siguen su curso dentro de un lapso limitado mientras van progresando desde el ecuador hacia el sur. Mientras tanto, la acción arrasante del monzón puede causar retiradas temporales hacia el norte de la invasora agua cálida de superficie mientras se organiza otra circulación termohalina.

En el verano del sur (Figura 13), cuando la invasión de agua cálida de superficie ha llegado a varios grados al sur del ecuador, las circulaciones termohalinas en el ecuador probablemente permanecen aún activas en pequeña escala cerca de las Islas Galápagos, en donde las isotermas de superficie se encuentran todovía apiñadas y, además, en una forma intermitente cerca de la costa del Ecuador, en las épocas en que el gradiente ansecuatorial de temperatura resulta estar apreciablemente más fuerte que el promedio estacional.

Según los perfiles del "Baird" y del "Horizon", el eje de la circulación termohalina descansa justamente encima o a la derecha de la termoclina. Consecuentemente, mientras más profunda sea la termoclina más agua será puesta en movimiento hacia el sur sobre ella y será mayor el área al sur del ecuador que puede ser inundada por el agua ecuatorial. Los mapas de Cromwell (1958) de la topografía de la termoclina muestran que la época de abril a junio se caracteriza por una ondulación de la termoclina desde el Golfo de Guayaquil hasta las Galápagos, con una profundidad de escasamente 10 m., pero la temporada de julio a septiembre trae termoclina de profundidades de 30 metros muy cerca del ecuador, desde el norte a los 87° W. En esa temporada, como hemos visto, el gradiente horizontal de la temperatura de la superficie del mar también alcanza el valor crítico en el que puede iniciarse la circulación trans-ecuatorial.

El depósito de agua cálida del cual se alimenta el flujo hacia el sur está localizado en la concavidad de la termoclina cuasi zonal y alcanza la mayor cercanía al ecuador, 3° N., en el período de julio a septiembre a la altura de los 87° W. Esa concavidad de la termoclina coincide con el centro de fricción anticiclónica de la corriente de superficie que puede apreciarse en la Figura 9. En la estación opuesta, de enero a marzo, el punto más profundo de la termoclina está más lejos del ecuador (5° N.) y define lo que Cromwell llama la "depresión de la termoclina" de más

de 50 m. de profundidad central. La depresión de la termoclina coincide con el centro de la circulación superficial anticiclónica que se muestra en los 5° N, 87° W. en la Figura 10.

Toda el agua cálida que participa en la invasión transecuatorial debe de venir del depósito definido por la concavidad de la termoclina. El único influjo que llega a este depósito (si consideramos la termoclina como relativamente impermeable) procede de la Contracorriente Nor ecuatorial que corre a lo largo del gradiente norte de la concavidad de la termoclina. La salida desde el depósito es triple: 1) por la corriente hacia el oeste, entre la línea de la concavidad de la termoclina y las Islas Galápagos, 2) por diversas invasiones transecuatoriales al este de las islas, y 3) por la corriente hacia el noroeste, estrecha pero profunda, a lo largo de la costa de Costa Rica.

El influjo de agua encima de la termoclina a causa de la Contracorriente Norecuatorial registra su minimum en marzo (Figura 10) y su maximum en agosto (Figura 9). Aparentemente bajo la influencia de ese influjo disparejo el volumen de agua sobre la termoclina al este de los 90° W. aumenta desde un minimum en el trimestre abril-junio hasta un maximum en el trimestre octubre-diciembre, cuando la termoclina se encuentra a profundidades de más de 40 m. aún en la costa de Colombia. La incursión a través del ecuador al este de las Islas Galápagos parece que comienza en agosto o septiembre y probablemente alcanza su máxima alta tasa en el trimestre octubre-diciembre, cuando el depósito de agua cálida al norte del ecuador tiene su volumen máximo. También a lo largo de la costa del Ecuador se nota alguna incursión de agua cálida procedente del hemisferio norte a fines del verano del sur. Los avances de aire cálido cubren un área mucho menor del océano, pero sin embargo son de gran importancia ya que proveen la humedad necesaria para la lluvia del tipo de "El Niño" en las localidades costaneras que son normalmente áridas.

El control meteorológico fundamental sobre el fenómeno de "El Niño" debe buscarse en la fuerza variable de los vientos alisios. A la fuerza de los vientos alisios en el océano se debe que la termoclina encuentre profunda en el lado asiático y más cerca de la superficie en el lado americano del Océano Pacífico (Montgomery y Palmer, 1940). Con vientos alisios más débiles que los normales en una secuencia de años puede esperarse un descenso de la termoclina en el Pacífico Oriental Tropical, de modo que hay más abundancia de agua ecuatorial para que se produzca un desbordamiento sobre el agua fría de la Corriente de Perú. A este respecto, los vientos alisios del hemisferio norte presumiblemente son los más importantes por cuanto controlan el volumen de agua cálida al norte del ecuador, que es mayor que en el sur. Pero, por otra parte, los vientos alisios del hemisferio sur, con su fuerza sobre el océano, influyen en la dinámica del movimiento de toda el agua cálida de superficie al sur del ecuador en el sentido de impedir las condiciones de "El Niño" en la costa del Perú cuando los vientos alisios son fuertes.

FLUCTUACIONES DE LOS VIENTOS ALISIOS Y SU PAPEL EN EL FENOMENO DE "EL NIÑO"

El mejor registro continuo de la fuerza del sistema de los vientos alisios del norte está representado por la presión del nivel del mar en Honolulu (Figura 34). Hablando estrictamente, el gradiente de la presión en Honolulu hacia la concavidad ecuatorial es, desde luego, lo que necesitamos como índice de los vientos alisios, pero las islas ecuatoriales en la longitud del Hawaii no tienen registros de presión suficientemente extensos y los de corta duración que existen son de dudosa exactitud. Bajo tales circunstancias, lo mejor que podemos hacer es suponer que la presión ecuatorial varía menos de un año a otro que la presión de Honolulu, de modo que los registros de Honolulu, en primera aproximación, también cuentan para la diferencia de presión "Honolulu menos ecuador". La presión anual correcta del nivel del mar en el ecuador directamente al sur de Honolulu está probablemente cerca de 1010 mb. en todo momento, mientras que los valores de Honolulu se observa que varían casi siempre dentro de los límites de 1016 a 1017 mb. De allí que la diferencia en la presión horizontal tendría que estar generalmente entre los límites 7 ± 0.7 mb. La velocidad anual promedio de los vientos alisios al sur de Honolulu tendría entonces que estar casi siempre dentro de ± 10 por ciento del promedio de su término a plazo largo. La fuerza del viento, que aproximadamente es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento, se desviaría fácilmente, en años extremos, ± 20 por ciento del promedio de su término a plazo largo. Estas variaciones de la fuerza del viento indudablemente deben de tener efectos de importancia en la dinámica de las corrientes oceánicas, especialmente si algunas anomalías del mismo signo persisten por varios años.

Las más importantes épocas de "El Niño", de acuerdo a Hutchinson (1950), se han marcado a lo largo del borde superior de la Figura 34. La primera de ellas (1891) coincidió con la muy baja presión anual de 1015.3 mb. en Honolulu, lo que probablemente indica una diferencia de presión "Honolulu menos ecuador" de alrededor de 20 por ciento bajo lo normal. Esta es una indicación, aunque no una prueba completa, de que una debilidad extrema y extendida de los vientos alisios fué la causa del flujo hacia el este de agua cálida de superficie al sur de las Islas Galápagos, que llegó hasta el Perú en 1891 (Schott, 1931).

Las dos anomalías de mayor duración, del mismo signo, registradas en Honolulu, se extendieron de 1935 a 1942, inclusive, y de 1956 al presente. Ambas anomalías fueron negativas y, por lo tanto, indicativas de vientos alisios más débiles que los normales. En el lapso de 70 años de registros de Honolulu no se encontraron períodos igualmente largos de anomalías positivas.

Hubo manifestaciones de "El Niño" en el período 1939-41 y nuevamente en el período 1957-58; en ambos períodos, estas manifestaciones coincidieron con una anomalía negativa de los vientos alisios al norte del

ecuador. En el primer caso fueron necesarios cuatro años de debilitamiento de los vientos alisios del hemisferio norte (1935-38) para que comenzaran los fenómenos de "El Niño" en 1939-41; en el último caso, solamente tomó un año para el comienzo de "El Niño" de 1957-58. Esto sugiere que los fenómenos de "El Niño" de estos períodos pueden haber resultado del precedente aumento gradual en la profundidad de la termoclina debido a la debilidad de los vientos alisios del norte en todo el océano. La diferencia en los períodos preparatorios puede haberse debido al hecho de que los vientos alisios habían sido fuertes durante muchos años sucesivos con anterioridad a 1935, mientras que la fuerza sobrante de los vientos alisios había sido más inconstante ante de 1956, teniendo los años 1950, 1951 y 1954 en Honolulu una presión relativamente baja.

El acercamiento final del agua de "El Niño" a la costa del Perú tiene que ser favorecido por la debilidad anormal de los vientos alisios del sureste. En la Figura 35 puede verse lo que a este respecto probablemente sucedió en 1939-41 y 1957-58.

La temporada de "El Niño" de 1925, descrita por G. Schott (1931), no fué precedida por una secuencia de años de baja presión en Honolulu, ni por el supuesto debilitamiento en todo el océano de los vientos alisios en la faja de latitud debajo de los 20° N. Ese caso de "El Niño", el más conspicuo en este siglo, exige consecuentemente otra explicación. Se cree que el agudo declive de la termoclina que se observa en el mapa de Cromwell correspondiente a la estación de octubre a diciembre de 1925 en el ecuador, cerca del Ecuador, puede haber llegado a ser lo suficientemente inestable como para comenzar a voltearse bruscamente causando una corriente temporal de "El Niño", proveniente del norte, a lo largo de la costa. Esta vuelta brusca de una condición potencialmente inestable no necesita mucho para comenzar y aun puede ser que no sea posible detectar el mecanismo causante. Sin embargo, el desarrollo de la expansión anormal de las aguas ecuatoriales hacia el sur dependería del volumen del depósito de dichas aguas al norte del ecuador; en otras palabras, de la profundidad y anchura de la concavidad de la termoclina centralizada cerca de los 3° N. Surge la pregunta de que si el impulso de los vientos locales en la última parte del año 1924 y a principios de 1925 puede haber acumulado un volumen anormal de agua cálida en la concavidad de la termoclina, a pesar de que la anomalía de los vientos alisios fué positiva en todo el océano y presumiblemente mantuvo un abastecimiento general bajo de agua cálida cerca del continente americano.

Una característica en el estudio de los vientos de Panamá, realizado por Schaefer, Bishop y Howard (1958), puede tal vez darnos una clave para el problema. Las estadísticas de estos autores indican que la década de 1920 tuvo en su totalidad vientos del norte más fuertes que en ninguna otra época, considerando tanto los períodos anuales como los períodos entre enero a abril. Los vientos en Balboa, en el lado de sotavento del istmo de Panamá, cambiaron en forma peculiar durante los años ventosos de la expresada década de 1920. Después de haber predominado lo

ntos propiamente del norte en época anterior a 1920, ocurrió un mbio gradual hasta predominar los vientos del noroeste con máxima uencia en 1926, alrededor de cinco veces más que los propiamente del rte. Después de 1926, la tendencia cambió de nuevo hacia una igual resentación de los vientos del norte y del noroeste.

Los vientos del noroeste en Balboa aparentemente se levantan cuando vientos alisios del Caribe se vuelven más fuertes de lo normal y desarrollan una presión contra la gradiente de sotavento de las montañas nameñas. Esta concavidad generalmente parece continuar a sotavento la cadena de montañas costaneras de Colombia, por lo que los vientos el noroests observados en Balboa continuarían a lo largo de la costa de lombia. Allí impedirían el movimiento normal hacia el norte de la rriente de Colombia (Figura 10) que obtiene su provision de agua de concavidad de la termoclina en los 3° N. Si se considera esa reducción ormal de la Corriente de Colombia, las oportunidades de un abasteci- ento amplio de agua caliente frente al Ecuador deben de haber me- rado.

Desde luego esta es esencialmente la teoría de Schott sobre "El Niño", sta ahora reforzada por los hallazgos de Schaefer, Bishop y Howard examinar las estadísticas correspondientes a los años 1915-1956 en anto a que los vientos del noroeste en Balboa nunca estuvieron tan desarrollados como a mediados de la década de 1920. Como un suplemento is a la teoría de Schott, los mapas de la termoclina presentados por omwell sugieren la inclusión del mecanismo de una circulación termo- lina en el ecuador frente al Ecuador y el consiguiente flujo de agua lida de superficie hacia el sur, con movimiento contrario al impulso los vientos locales.

Este fenómeno particular fué observado por R. C. Murphy el 21 de ero de 1925 en las primeras manifestaciones de "El Niño" frente a nta Pariñas, entre los 4° S. y 5° S. Mientras el viento fué un viento ave del sur, las mediciones de la corriente mostraron un movimiento l agua hacia el sur a la velocidad de 1.0 a 1.2 nudos (según Schott, 31). A veces, durante la época de "El Niño", en los meses de enero marzo, el viento tomó dirección norte, favoreciendo así el avance del ua cálida hacia el sur, lo que puede seguirse durante todo el trayecto sta Pisco en los 14° S. La velocidad promedio del avance hacia el sur l frente de aguas cálidas fué alrededor de un nudo, lo que no parece r excesivo. El "retiro" hacia el norte fué mucho más rápido pero, por puesto, no debe interpretarse como indicativo de la velocidad del ovimiento del agua. El agua cálida debe de haber sido removida de la sta por una deriva de Ekman, ya que los vientos alisios normales deben haberse restablecido a fines de marzo.

El autor de este estudio no se aventuraría a oponerse a la teoría de hott de la aproximación de agua cálida a lo largo de la costa en todo trayecto hasta Callao y Pisco, aún cuando no se ha encontrado una

repetición de ese proceso durante el período 1935-57 a que se contra este trabajo. La circulación termohalina paralela a la costa puede haber tenido en 1925 desusadas condiciones favorables en su comienzo cerca del ecuador, y los vientos suaves en la costa pueden haber ofrecido poca resistencia de arrastre en su progreso hacia el sur. Las explicaciones alternas de la advección de agua cálida que comienza al oeste de las Islas Galápagos, como en 1891, o de una invasión transecuatorial más fuerte de lo normal al este de las islas no dan un respaldo evidente a la causa de la debilidad de los vientos alisios en todo el océano (Figura 34).

Los otros casos de "El Niño" citados por Hutchinson, 1899, 1917, 1918 y 1932 han sido también marcados en la escala del tiempo correspondiente al registro de la presión de Honolulu. Como todos esos casos ocurrieron antes de que hiciéramos la compilación de las temperaturas de la superficie del mar no se ha hecho un estudio de su relación con los eventos atmosféricos.

ESTUDIO DE LAS SERIES DE TIEMPO DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE DEL MAR CERCA DE LAS COSTAS DE COSTA RICA, ECUADOR Y PERU

El período 1935-57 puede ser también estudiado con ventaja por medio de series de tiempo de la temperatura de la superficie del mar de las regiones en que relativamente hay un tráfico intenso de embarcaciones. El correspondiente análisis, que se presenta en forma condensada en la Figura 35, ampliará el conocimiento adquirido por el estudio de los mapas.

La curva superior en la Figura 35 repite el promedio anual de presión del nivel del mar en Honolulu que ha de usarse otra vez con un índice de la fuerza de los vientos alisios del Pacífico Norte y, por hipótesis, también como un indicador del volumen disponible de agua cálida sobre la termoclina en el Pacífico Oriental Ecuatorial. Las supuestas relaciones son las siguientes: cuanto más baja es la presión en Honolulu, más débiles son los vientos alisios en todo el océano y (con un retraso) más profunda es la termoclina en el Pacífico Oriental Ecuatorial.

La curva siguiente en la Figura 35 corresponde a la temperatura del mar para el cuadrado de dos grados centralizado en los 9° N. y 85° W. Esa curva es la muestra del agua de superficie de la Contracorriente Ecuatorial cuando llega cerca de Costa Rica. La ondulación de la termoclina, típica del flanco norte de la Contracorriente Ecuatorial, cae dentro del cuadrado muestreado. Las profundidades de la termoclina, de acuerdo con los mapas de Cromwell (1958), parecen promediar solamente alrededor de 10 m. y a veces se producen "apariciones" de agua fría.

La curva de la temperatura para los 9° N. y 85° W. comienza con cuatro años relativamente fríos, 1935-38, seguidos por un alza de tres años durante 1939-41 que fueron años de "El Niño" en el Perú. Seguido se ha sugerido repetidamente, el gran descenso en la fuerza de los vientos

sios de 1933 a 1935 puede haber tenido el efecto retardado de una baja general de la termoclina en el Pacífico Oriental Tropical. Ahora podemos agregar que el alza de temperatura en la Contracorriente Ecuatorial es una característica acompañante de las condiciones de "El Niño", teniendo presumiblemente el mismo origen meteorológico.

Continuando el examen del período de la pre guerra en las curvas de la temperatura del mar en la Figura 35, encontramos en el 1° N., cerca de la parte norte del Ecuador, más o menos la misma tendencia un año a otro que en los 9° N. El año 1938 es otra vez un año frío seguido por un calentamiento de 1939 a 1941. Pero el cambio estacional regular observado en los 9° N. es perturbado por los procesos de intercambio del sur en el 1° N. La naturaleza de estos procesos de intercambio puede ser deducida después de examinar también las curvas tituladas 1° S. y 3° S. (esta última en la boca del Golfo de Guayaquil). Estas curvas muestran el máximo estacional en el verano y en el otoño del hemisferio sur. En el otoño del sur de 1938 y 1939, las temperaturas del 1° N. hasta los 3° S. exhiben un gradiente meridional muy pequeño o está invertido, que podría en parte haber sido debido a una circulación anomala de "El Niño" desarrollado durante la estación en que la termoclina alcanza su máxima inclinación en el ecuador (como se ve en el mapa de Cromwell, Figura 1d, para octubre-diciembre). Pero antes de que esa idea pueda ser admitida, por supuesto deben ser examinados otros y mejores elementos de investigación que la temperatura. Los datos similares que se aprecian en la Figura 35 son los del verano del sur en 1950-51 y del otoño del sur en 1953.

El calentamiento de las aguas costeras hasta una localidad tan al norte como el Golfo de Guayaquil, producido por la hipotética circulación ansecuratorial o de otro modo, debe de tener efectos autoregulados sobre la atmósfera para producir la precipitación. El promedio en marzo del sondeo meteorológico en Guayaquil indica que las lluvias convectivas deben de comenzar cuando la temperatura en el fondo de la columna de agua sobrepasa los 25° C (77°F). Esto debería suceder regularmente en tierra durante el día, pero también en el mar en el día o en la noche si la temperatura del mar está sobre los 77° F. En la Figura 35 puede verse como el promedio de la temperatura del mar de marzo a mayo en los 3° S. sobrepasa los 77° F. en 1939-41 y de nuevo en 1953 y en 1957, dos de los cuales fueron años lluviosos en el norte del Perú.

Los posibles errores en esta rápida estimación no deben ser pasados por alto: las temperaturas del mar tomadas en los barcos mercantes tienden a dar un promedio un poco alto pero, por otro lado, las temperaturas de marzo deben ser sistemáticamente más elevadas que el promedio de marzo-mayo.

La discontinuidad frontal entre la Corriente del Perú y las aguas ecuatoriales está normalmente localizada entre los 3° S. y 5° S., o más específicamente cerca de Punta Pariñas. Durante todas las estaciones

de los años fríos 1935-38, la temperatura descendió más de 5° F. sobre ese corto espacio de latitud. Pero en el verano y otoño de "El Niño" de 1939 se elimina casi por completo ese contraste de temperatura. Nuestras curvas de temperatura no nos permiten por sí solas decidir si los procesos de intercambio a lo largo de la costa entre los 3° S. y 5° S. tuvieron parte en la suavización del contraste de la temperatura, o solamente en el intercambio oeste-este en los 5° S. y al sur de dicho grado. Parece más probable esta última alternativa. Nuestros mapas en las Figuras 25 y 26 muestran temperaturas suficientemente altas en el océano abierto al oeste del norte del Perú como para contribuir al máximo de temperatura de 75° F. en los 5° S. cerca de la costa, por el proceso de intercambio lateral del flanco izquierdo de la Corriente del Perú. Otro elemento de evidencia que favorece ese punto de vista es el hecho de que en el verano del sur de 1938-39 el calentamiento en los 11° S. es simultáneo con el de los 5° S., hasta el extremo de que esto puede ser probado por las medias estacionales según puede verse en la Figura 35.

El registro meteorológico en la parte inferior de la Figura 35 es también de interés a este respecto. Punta Tortuga, Chile, $29^{\circ} 55' \text{ S.}$ $71^{\circ} 22' \text{ W.}$, muestra valores bajos de presión anual en 1939-41 indicativos de vientos alisios del sur más débiles que los normales en esos años de "El Niño". Esto significa un menor arrastre del viento contra la aproximación de las aguas ecuatoriales desde el lugar de la invasión al este de las Galápagos, y también un menor arrastre del viento para el mantenimiento del afloramiento en la costa peruana. Este último efecto puede ser observado en la Figura 35 en la marcada alza de las temperaturas de invierno y de primavera en los 5° S. y 11° S., de 1938 a 1939.

En resumen, entonces, las condiciones de "El Niño" en 1939-41 se hicieron posibles, aparentemente, primero, por la debilidad de los vientos alisios del norte de 1935 en adelante, que después de un retraso de cuatro años permitió la acumulación suficiente de agua cálida en el Pacífico Oriental Tropical y, segundo, por los débiles vientos alisios en 1939-41 que redujeron el afloramiento y presentaron un obstáculo menor que el normal al acceso de agua cálida a la costa del Perú. Una explicación análoga puede darse también a "El Niño" de 1958. Los vientos alisios del norte fueron débiles de 1956 en adelante y los vientos alisios del sur se volvieron débiles en 1958 como puede verse en la Figura 35 por el registro de la presión en Juan Fernández, $33^{\circ} 37' \text{ S.}$ $78^{\circ} 52' \text{ W.}$

Debe ser inmediatamente admitido que la fase de agua cálida, breve pero intensa, en el otoño del sur en 1953 no estuvo asociada con las mismas condiciones meteorológicas que acompañaron a los verdaderos fenómenos de "El Niño" en 1939-41 y en 1958. Tanto los vientos alisios del norte como los del sur parecen haber sido fuertes en 1953, a juzgar por los registros de la presión en Honolulu y en Juan Fernández y, más aún, las temperaturas del mar desde el 1° N. hasta los 5° S., cerca de la costa de Sudamérica se elevaron en el otoño del sur en 1953, hasta bati

respectivos registros de calor de 1941 y más o menos igualar los de 1957.

La "Yale South American Expedition" operó en aguas peruanas entre el 10 de marzo y el 21 de mayo de 1953. Por los informes de ese periodo que presentaron J. F. Barandiarán y G. S. Posner (1957), sabemos que el agua cálida vino del norte en forma de una lengua de poca profundidad que pudo ser seguida hasta Punta Aguja en los 6° S. En Pico Blanco, entre los 4° y 5° S., disminuyó la salinidad de la superficie y aumentó la temperatura de la superficie del mar con dirección a la costa durante la invasión de agua cálida. Esto comprueba que el agua cálida fué transportada hacia el sur como parte de una circulación transitoria a lo largo de la línea costanera y no como una incursión del norte; como se dedujo ya de la Figura 35.

Posner también informa que el agua cálida avanzó y retrocedió dos veces durante la Expedición Yale. En su avance hacia el sur estuvo acompañada por lluvias ocasionales y vientos del norte, mientras que cuando el agua de la Corriente del Perú estaba en la superficie los vientos fueron del sur y no hubo precipitación.

La breve presencia de agua cálida en 1953 frente al Ecuador y Perú coincidió con un máximo de temperatura en la Contracorriente Ecuatorial frente a Costa Rica y también, presumiblemente, con una intensidad por lo normal en el intercambio de agua de la superficie a través del Ecuador, al este de las Galápagos. Esto hizo el caso análogo a las dosurrencias más importantes de "El Niño" en 1939-41 y 1957-58 en lo que concierne a los parámetros oceánicos, pero difirió de éstos por la mayor fuerza de los vientos alisios. Estas relaciones hacen aparecer el caso valioso para que en el futuro se mantenga en observación los registros continuos de las temperaturas del agua frente a Costa Rica. El gran numero de mediciones aisladas de la temperatura que comprende aquella serie de tiempo justifica que se haga un análisis completo. Este puede revelar un ritmo oceánico específico mostrando una mayor regularidad que el de las influencias meteorológicas. Los mínimos de temperatura en 1944-45, 1949-50 y 1954-55 pueden marcar tal vez una oscilación oceánica específica de cinco años. El modelo dinámico para ese ritmo oceánico presumiblemente consistiría en una oscilación estable de este a oeste, con una longitud de onda igual al ancho del Pacífico Ecuatorial. Esta oscilación estaría activada por anomalías meteorológicas persistentes y ampliamente extendidas, como la debilidad de los vientos alisios en ambos hemisferios en 1939-41. Pero mientras no tengamos mayor evidencia esto puede salir del terreno meramente especulativo.

Los años de aguas frías de 1954-55 fueron bastante interesantes, como puede verse en la Figura 35. El registro suavizado de la temperatura del mar frente a Costa Rica no fué tan bajo como lo había sido en 1938 o en 1949-50, pero frente al Ecuador y el Perú se observaron las temperaturas más bajas del registro de todo el periodo 1935-57. El enfria-

mento del océano en aquella región parece haber sido causado por fuerza superior a la normal de los vientos alisios del sur que coincide con la provisión de agua cálida inferior al volumen normal proveniente del hemisferio norte. Parece haber habido una progresión de sur a norte del minimum de la temperatura, siendo el invierno de 1954 el más estremado en los 11° S., 5° S., 3° S. y 1° S., mientras que la fase más fría en el 1° N. no se registró hasta mediados de 1955. La expansión de la Corriente del Perú más allá de su límite normal en el norte hizo descender 2° F. el mínimo del 1° N. en 1955, con respecto a la segunda baja más notable en el registro (en 1938).

Después de los años de aguas frías de 1954-55, tanto los vientos alisios del norte como los del sur crecieron y permanecieron bajos, el aprovisionamiento de agua de la Contracorriente Ecuatorial frente a Costa Rica se calentó, y se preparó el ambiente para "El Niño" de 1955-58. El correspondiente aumento en volumen y temperatura del flujo de agua ecuatorial hacia el este, desde los 140° hasta los 150° W., de diciembre de 1955 a diciembre de 1957, ha sido notablemente demostrado por Austin (1960, II).

SERIES DE TIEMPO DE LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE DEL MAR DERIVADAS DE LOS "MAPAS MENSUALES" DE LA CIA. ADMINISTRADORA DEL GUANO, 1939-58

Wooster (1961) ha publicado los promedios mensuales de la temperatura del agua para secciones del océano, basado en los "Mapas Mensuales" de la Cia. Administradora del Guano. Hemos condensado los datos de Wooster en los cuatro diagramas por estaciones presentados en las Figuras 36 a 39, con el propósito de tratar los cambios de un año a otro y sus posibles causas meteorológicas. Estos datos de la zona cercana a la costa fueron coleccionados durante todo el período de la guerra, lo que en nuestra Figura 35 era una gran laguna.

Comenzando con el diagrama de invierno (Figura 36), tenemos frente a nosotros el registro de los cambios de temperatura de un año a otro en el agua recientemente aflorada. Las curvas correspondientes a las diversas secciones de un grado de la costa aparecen fuertemente correlacionadas, indicando que el afloramiento se intensifica o debilita simultáneamente a lo largo de toda la costa peruana y, en consecuencia, depende estar sujeto a los cambios de la fuerza del viento en una gran extensión geográfica. La única desviación de mayor importancia con respecto a este patrón se registra entre los 4°-5° S. en 1955 y en 1956, cuando una manifestación local de "El Niño" desde el norte debe de haber rebasado la Corriente del Perú (la mezcla lateral desde el oeste no habría explicado el calentamiento en este caso).

Al otro extremo de la escala del tiempo en la Figura 36, durante la secuencia de los años de "El Niño" 1939-41, la temperatura de invierno

las aguas cercanas a la costa descendió de un año a otro a lo largo de la costa peruana. Evidentemente, las condiciones de "El Niño" son causadas cada año por la llegada en verano y en otoño de agua de superficie del oeste, que fué rápidamente removida por una deriva de man durante cada estación invernal intermedia.

Otra manifestación de la independencia mutua de las fluctuaciones de invierno y verano puede verse en los años posteriores a 1950. Las temperaturas de invierno ascendieron más rápidamente de 1950 a 1951 que en ningún otro tiempo (hasta alcanzar 9.9° F. en la sección de los 5° S. a 11° S.), y este incidente fué seguido en todas las secciones por rápidos descensos y alzas, dando la impresión de una oscilación amortiguada de dos períodos de dos años. Las curvas de verano correspondientes a los mismos años (Figura 38) parecen bastante diferentes; el patrón invernal desaparece ante la invasión de agua cálida del verano. Las estaciones de transición (Figuras 37 y 39) muestran el patrón invernal sólo parcialmente obscurecido.

La tendencia de 1939 a 1950 del enfriamiento del agua de afloramiento peruana, representada por las curvas de invierno en la Figura 35, está probablemente bastante bien explicada por el fortalecimiento simultáneo de la alta presión subtropical del sur que puede apreciarse en la Figura 35. Aún la depresión de las curvas de temperatura en 1942 puede haber tenido su causa en el máximo de la presión en Juan Fernández y en el correspondiente máximo de los vientos alisios del SE. Pero la notoriamente regular oscilación de dos años que comienza en 1950 es muy difícil que sea de puro origen meteorológico. Sugiero que considere si el modelo de afloramiento oceánico es capaz de mantener oscilaciones internas de un período de dos años o no. Si eso es así, puede ser que la rareza de la presencia de "El Niño" en el otoño de 1953 (Figura 39) recibiera una ayuda de tales oscilaciones oceánicas.

CONCLUSION SOBRE LOS REQUISITOS PREVIOS DE CARACTER METEOROLOGICO PARA LA OCURRENCIA DE LAS CONDICIONES OCEANICAS DE "EL NIÑO"

Es por cierto prematuro buscar conclusiones categóricas sobre el papel de la meteorología en el desarrollo del fenómeno oceánico de "El Niño". Solamente una secuencia de los más importantes años de "El Niño" (1939-41) y un año inmediatamente siguiente (1958) cayeron dentro del período estudiado en el presente trabajo (1935-57). Muchos otros fenómenos de "El Niño" deben ser investigados con mejores colecciones de datos, tanto atmosféricos como oceánicos, antes de que uno se puede sentir seguro para establecer una teoría comprensiva sobre "El Niño". Por el momento sólo parece pertinente hacer las siguientes notaciones:

1. Los dos casos más importantes de "El Niño" mencionados anteriormente parecían estar precedidos por un debilitamiento en todo el

océano de los vientos alisios del Pacífico Norte, comenzando en 1935 en 1956, respectivamente, de modo que la profundidad de la termoclina pudo aumentar y la temperatura de la superficie subir en el lado americano del Pacífico al norte del Ecuador.

2. Una circulación termohalina transecuatorial al este de las Galápagos, que normalmente comienza durante la primavera del sur, puede transportar agua de superficie en mayor volumen al hemisferio sur, y con más alta temperatura, en los años en que la termoclina es más profunda.

3. La provisión de agua cálida transecuatorial tiende a volver hacia el Perú por la fuerza de Coriolis, pero encuentra oposición a ese movimiento en los vientos alisios del SE. Consecuentemente, vientos alisios del SE más débiles que los normales son un requisito previo adicional para que se desarrollen pronunciadas condiciones de "El Niño" en las aguas costaneras. Los registros de la presión en Juan Fernández y Punta Tortuga, un tanto fragmentarios, parecen confirmar la debilidad de los vientos alisios del SE en 1939-41 y en 1958.

4. La provisión de agua cálida de superficie desde el oeste al sur de las Islas Galápagos parece haber sido convincentemente demostrada por Schott para la temporada de "El Niño" de 1891. Las indicaciones geostroficas de ese flujo de agua, extendiéndose hasta los 4° S. y agregándose al grueso de la Corriente de Cromwell al este de los 113° W. han sido obtenidas de los datos de los viajes de investigación en recientes años; pero en todos los años normales los vientos alisios son lo suficientemente fuertes como para invertir el movimiento del agua en la superficie. La debilidad extrema de los vientos alisios en 1891, no igualada desde entonces, puede haber sido la causa de las espectaculares anomalías oceanográficas descritas por Schott.

5. "El Niño" de 1925, descrito también por Schott, no fue precedido por la debilidad de los vientos alisios del Pacífico Norte y, consecuentemente, debe de haber ocurrido durante un período de relativa escasez de agua cálida de superficie en el lado americano. La única característica meteorológica desusada que posiblemente haya podido preparar el ambiente para "El Niño" de 1925 fue los vientos del NW prevalecientes en Balboa y (por implicación) a lo largo de la parte norte de Colombia, que pueden haber impedido el curso normal de la corriente hacia el norte dando lugar al mayor volumen de agua cálida para una circulación transecuatorial.

RECONOCIMIENTO

Un meteorologista que trabaja por primera vez en un problema oceanográfico-meteorológico combinado experimenta la inmensa necesidad de un asesoramiento oceanográfico. Este asesoramiento ha sido generosamente brindado al autor de este estudio por los Drs. Milner B. Schaefer, Warren S. Wooster y Robert S. Arthur y por el Sr. Joseph L. Reid, hijo. Los datos usados en este trabajo han sido amablemente suministrados por el Dr. Oscar E. Sette y sus colaboradores del "U. S. Fish and Wildlife Service" en Standford, y por el Sr. E. B. Bennett, oceanógrafo de la Comisión Interamericana del Atún Tropical. En manos del Sr. C. Riegel y del Dr. S. V. Venkateswaran ha estado el cuidadoso trabajo preliminar de los mapas para este informe, bajo la supervisión del Profesor M. Burger, Universidad de California, Los Angeles. Mi reconocimiento a todos los señores científicos antes mencionados y para los muchos otros mencionados que me han proporcionado ayuda técnica en la U.C.L.A. me hace necesario dejar constancia de mi profunda gratitud.

LITERATURE CITED — BIBLIOGRAFIA CITADA

Arthur, R. S.

- 1960 A review of the calculation of ocean currents at the equator.
Deep-Sea Research, Vol. 6, No. 4, pp. 287-297.

Austin, T. S.

- 1960 I. Oceanography of the East Central Equatorial Pacific as served during the Expedition Eastropic.
U.S. Dept. Int. Fish and Wildlife Serv., Fish. Bull 168, Vol. pp. 257-282.
- 1960 II. Summary, 1955-1957 Ocean temperatures, Central Equatorial Pacific.
Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest., Vol. 7, pp. 52-56.

Barandiarán, J.F.

- 1954 Investigaciones oceanográficas en la costa norte del Perú.
Revista de Marina, Vol. 39, No. 3, pp. 225-252.

Charney, J. G.

- 1960 Non-linear theory of a wind-driven homogeneous layer near the equator.
Deep-Sea Research, Vol. 6, No. 4, pp. 303-310.

Clayton, H. H. and F. L.

- 1947 World Weather Records III, 1931-40.
Smithsonian Misc. Coll., Vol. 105, pp. 471-472, Washington.

Cromwell, T.

- 1958 Thermocline topography, horizontal currents and "ridging" in the Eastern Tropical Pacific.
Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., Vol. 3, No. 3, pp. 135-164.
(English), pp. 153-164 (Spanish).

Cromwell, T. and E. B. Bennett

- 1959 Surface drift charts for the Eastern Tropical Pacific Ocean.
Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., Vol. 3, No. 5, pp. 217-238.
(English), pp. 236-238 (Spanish).

Eguiguren, D. V.

- 1984 Las lluvias en Piura.
Bol. Sociedad Geogr. de Lima, Vol. 4, No. 7-9, pp. 241-258.

Hutchinson, G. E.

- 1950 Survey of contemporary knowledge of biochemistry, Part 3.
Bull., Am. Mus. Nat. Hist., Vol. 96, pp. 52-54.

Hydrographic Office

- 1944 World atlas of sea temperatures.
U.S. Hydrographic Office Publ. 225.

- uss, J.
1960 Measurements of the Cromwell Current.
Deep-Sea Research, Vol. 6, No. 4, pp. 265-286.
- eteorological Office
1956 Monthly meteorological charts of the Eastern Pacific Ocean.
M. O. 518, H. M. Stationery Office, London.
- ntgomery, R. B. and E. Palmén
1940 Contribution to the question of the Equatorial Countercurrent.
Jour. Mar. Res., Vol. 3, No. 2, pp. 112-133.
- burger, M.
1958 Final Report, Subtropical Pacific Meteorology Project.
Office of Naval Research, NR 082-065, pp. 1-26.
- ner, G. S.
1957 The Peru Current.
Bull. Bingham Oceanogr. Coll., Vol. 16, No. 2, pp. 106-155.
- aefer, M. B., Y. M. M. Bishop and G. V. Howard
1958 Some aspects of the upwelling in the Gulf of Panama.
Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., Vol. 3, No. 2, pp. 79-111
(English), pp. 112-132 (Spanish).
- ott, G.
1931 Der Peru-Strom und seine nördlichen Nachbargebiete in normaler
und abnormaler Ausbildung.
Ann. Hydrographie u. Marit. Meteorologie, Vol. 59, pp. 161-169,
200-213, 240-257.
- ronis, G.
1960 An approximate theoretical analysis of the equatorial under-
current.
Deep-Sea Research, Vol. 6, No. 4, pp. 318-327.
- oster, W. S.
1960 El Niño.
Calif. Coop. Fish Invest., Repts., Vol. 7, pp. 43-45.
- 1961 Yearly changes in the Peru Current.
Limnol. and Oceanogr., Vol. 6, No. 2, pp. 222-226.
- oster, W. S. and T. Cromwell
1958 An oceanographic description of the Eastern Tropical Pacific.
Bull. Scripps Inst. Oceanogr., Vol. 7, No. 3, pp. 169-282.
- oster, W. S. and J. L. Reid, Jr.
4.14 Eastern Boundary Currents.
In The Sea: Ideas and Observations, Interscience Publishers, Inc.
New York (In press).

